



ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ. ЧАСТЬ 1

ГУЩИНА
ДАРЬЯ ЮРЬЕВНА

ГЕОФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ДРОБОСЮК НАТАЛЬЮ СЕРГЕЕВНУ



Содержание

ЛЕКЦИЯ 1 – СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ.....	7
Синоптическая метеорология.....	7
Погода.....	7
Синоптические объекты.....	8
Синоптический метод	8
Основной прием	8
Основные принципы синоптического метода:.....	9
ПЭСМ – схема синоптического прогноза:	9
Основные пути совершенствования и изменения синоптического метода:	10
ЛЕКЦИЯ 2-4 – ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕТЕОРОЛОГИИ И СИНОПТИКИ.....	11
Народные приметы.....	11
История науки (Развитие метеорологии и синоптики).....	11
Периоды развития синоптической метеорологии	12
0. Подготовительный.....	12
1. Основной этап развития СМ как науки об оперативном прогнозе.....	13
2. Второй этап (20-40 годы XX века)	14
Бергенская синоптическая школа:	14
3. Третий этап (40-60 годы XX века)	16
4. Четвёртый этап (с 60х годов до наших дней)	16
ЛЕКЦИЯ 5 - ИСТОЧНИК ДАННЫХ (МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ).....	18
Метеорологическая информация	18
Основные системы получения метеоинформации:	19
1. Наземная сеть синоптических и аэрологических станций	19
2. Наблюдения в Мировом океане.....	20
3. Дополнительная сеть наблюдений:	20
- Метеорологические радиолокаторы	20
- Космическая система наблюдений	20
- Авиационная разведка погоды	21
ЛЕКЦИЯ 6- ПРОВЕДЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ	22

Общие замечания о процедуре фронтального анализа.....	22
Обозначения.....	23
Признаки фронта на приземной карте.....	24
Окклюзия по типу теплого фронта.....	27
Окклюзия по типу холодного фронта.....	29
Факторы, которые необходимо учитывать.....	30
Фронты в антициклонах.....	37
Фронтальные волны.....	38
Операция согласования.....	39
ЛЕКЦИЯ 7.....	41
ВЫЯВЛЕНИЕ И ИСПРАВЛЕНИЕ ОШИБОК НА ПРИЗЕМНОЙ КАРТЕ.....	41
Типы ошибок:.....	41
Основной принцип исправления ошибок.....	42
Отдельные характеристики.....	42
ЛЕКЦИЯ 8.....	44
КАРТЫ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ: ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ.....	44
Типы.....	44
1.) АТр– карты абсолютной топографии.....	44
2.) ОТ - Карты относительной топографии.....	45
3.) Термобарические карты.....	48
ЛЕКЦИЯ 9 - ВЫЯВЛЕНИЕ И ИСПРАВЛЕНИЕ ОШИБОК НА ВЫСОТНЫХ КАРТАХ.....	49
Приёмы для конкретных величин.....	49
Геопотенциальной высоты:.....	49
Температура и дефицит точки росы.....	49
ЛЕКЦИЯ 10 - АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ.....	50
АЭРОЛОГИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ.....	50
Работа с бланками аэрологических диаграмм.....	50
Операции с помощью АД.....	51
1. Построение кривой стратификации и депеграммы (рис.24):.....	51
2. Определение уровня конденсации, уровня конвекции и построение кривой состояния.....	52
4. Определение величин отношения смеси (Q) и удельной влажности (R или S)	55

5.Определение температуры точки росы и относительной влажности	55
6.Определение виртуальной температуры	57
7. Вычисление превышения одной изобарической поверхности над другой.	57
8. Определение температур.....	58
Нанесение дополнительных сведений о погоде на АД.....	59
ЛЕКЦИЯ 11-12 НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКИХ МЕТЕОПОЛЕЙ.....	65
Крупномасштабные процессы	65
Уравнение движения:.....	66
Квазигеострофическое уравнение вихря.....	70
Квазигеострофическое уравнение притока тепла	71
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТДЕЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ.....	74
ЛЕКЦИЯ 13-14 - БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ	74
ЛЕКЦИЯ 15 - ПОЛЕ ВЕТРА.....	84
Приближения:	85
1. Геострофическое	85
2. Градиентный (циклострофический) ветер.....	88
Действительный ветер	90
Изменение ветра с высотой	91
ЛЕКЦИЯ 16-17 - ПОЛЕ ТЕМПЕРАТУРЫ	95
Уравнение потока тепла.....	95
Изменения температуры за счет влияния вертикальных движений	98
Изменение давления.....	99
Неадиабатические потоки тепла	100
ЛЕКЦИЯ 18-19 - ПОЛЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ВИХРЯ.....	102
Квазигеострофический потенциальный вихрь (КПВ)	102
Обратимость потенциального вихря	105
Закономерности распределения температуры, давления, завихренности для крупномасштабных (синоптических) движений	105
ЛЕКЦИЯ 20-21 - ПОЛЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ.....	111
Квазигеострофическое уравнение для вертикальной скорости (омега-уравнение)...	113
ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИЙ ВТОРОГО ПОРЯДКА НА ПОДДЕРЖАНИЕ РАВНОВЕСИЯ В КВАЗИГЕОСТРОФИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ.....	115

ЦИКЛОНИЧЕСКИЕ/АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ	117
Вертикальные движения вблизи фронтальной поверхности	120
Конвективные вертикальные движения	121
Турбулентные движения в однородной воздушной массе	123
ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ СИНОПТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	124
ЛЕКЦИЯ 22 - ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ	124
Условия формирования воздушных масс:	124
Классификация метеовеличин.....	126
ЛЕКЦИЯ 23-24. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ	127
Теплая устойчивая воздушная масса	129
Теплая неустойчивая воздушная масса	131
Холодная неустойчивая воздушная масса	132
Холодная устойчивая воздушная масса	135
Нейтральные (местные) воздушные массы.....	136
ЛЕКЦИЯ 25. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ: ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ	138
Арктическая воздушная масса (АВ)	139
Умеренная воздушная масса(УВ)	140
Тропическая воздушная масса	145
Континентальный тропический воздух.....	147
Экваториальная воздушная масса.....	148
ЛЕКЦИЯ 26. ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС	149
Факторы, определяющие трансформацию.....	150
ЛЕКЦИЯ 27-28. ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ	156
Возникновение местных циркуляций в горах	158

Лекция 1 – Синоптическая метеорология

Синоптическая метеорология

(греческий: «синоптик» - «одновременно обозревающая»)

– наука, изучающая закономерности развития атмосферных процессов в целях прогноза погоды

– учение о причинах изменения и условий погоды и о предсказании погоды (*Хромов*)

– наука о физических процессах, создающих условия погоды и их изменения, на больших географических пространствах

Важное отличие от физики атмосферы: все процессы рассматриваются в конкретных физико-географических формах

Погода

- совокупность значений метеорологических элементов, наблюдающихся в данный момент (*Петросяни*)

- состояние атмосферы в определенный момент (промежуток) времени над определенным пунктом или регионом земного шара

Характеризуется набором конкретных метеовеличин:

- атмосферное давление
- температура и влажность воздуха
- скорость и направление ветра
- количество и форма облачности
- количество и вид атмосферных осадков
- атмосферные явления

Изменения погоды:

а) периодические

*Основная причина – астрономическая (вращение земли вокруг оси, вокруг солнца)

*Хорошо реализуется в моделях (*Но реализация суточного хода зависит от географической обстановки, воздушных масс*)

* характерны гармоника (длительные осцилляции)

б) непериодические

1. Перемещение воздушных масс в тропосфере из одного района в другой в процессе общей циркуляции атмосферы

2. Изменение свойств воздушных масс под влиянием внешних воздействий

3. Взаимодействие воздушных масс

Основная цель прогнозов – это прогнозирование именно непериодических изменений

в) длительных осцилляции – их выделение стало возможным после накопления длинных рядов данных. Сейчас известно несколько десятков таких колебаний. Плохо прогнозируются

Синоптические объекты:

- Воздушные массы – «однородный объём»
- Фронты – «резкие переходы»
- Атмосферные вихри – благодаря им воздушные массы и фронты перемещаются

Воздушная масса взаимодействует с подстилающей поверхностью и, через потоки тепла и влаги, обретает свойства, обусловленные:

А) подстилающей поверхностью

Б) условиями радиационного и теплового баланса в условиях формирования

Любой воздух инертен (приобретенные свойства не могут изменяться мгновенно); поэтому, перемещаясь, воздушные массы переносят свои свойства на значительные расстояния.

Условия погоды в конкретном районе зависят от того, какая воздушная масса здесь находится, а будущая погода – от того, какая придёт.

Размеры воздушных масс – тысячи км (это синоптический масштаб). Поэтому, чтобы прогнозировать условия погоды, необходимо анализировать распределения воздушных масс на пространствах, сравнимых с площадью континента/континента и прилегающего океана. Для их одновременного анализа необходимо использовать географические карты

Идея синоптического метода: анализ текущих и прогнозирование будущих состояний погоды с использованием синоптических карт

Многие пространственные, и временные характеристики на Земле описываются законом синусоиды: есть районы, близкие к экстремумам, где изменения не велики; а есть те, где градиенты очень большие

Например, изменения невелики днём и ночью, в тропиках; большой градиент характерен утром и вечером; в умеренных широтах. Но в реальности атмосфера разделена на воздушные массы, и даже в пределах умеренных широт есть участки порядка 1000-2000 км, где градиент малый (1-2 градуса на 1000 км), а есть участки, где находится атмосферный фронт и градиент составляет порядка 5-10 градусов.

Синоптический метод

– метод прогноза изменений погоды на основе изучения распределения метеорологических величин над географическими районами глобального масштаба

Специфика синоптических карт – это данные метеонаблюдений, нанесенные в цветах кода/представленные в виде полей синоптических характеристик

Основной прием синоптического метода - **сопоставление характеристик погоды:**

1. Значения одной величины в разных пунктах на разных высотах в 1 момент времени (хуz);
2. Значения разных метеорологических величин в одном или разных пунктах на разных высотах в один момент времени;

3. Сопоставление одних или различных величин в последовательные моменты времени (анализ эволюции)

Основные принципы синоптического метода:

1. Комплексность – обязательно рассматривается весь комплекс характеристик, их взаимосвязь и взаимообусловленность
2. Трехмерность анализа – толща всей тропосферы (а в последние годы, и стратосферы)
3. Историческая последовательность – согласование с предыдущими условиями

ПЭСМ – схема синоптического прогноза:

П – «Перемещение» – при сопоставлении последовательных карт погоды выявляются тенденции в развитии синоптических объектов. На основании выявленных закономерностей предсказывают их перемещение

Э – «Эволюция» – на основании закономерностей развития атмосферных процессов и их тенденций, выявленных на этапе анализа и сопоставлении последовательных карт прогнозируют эволюцию синоптических объектов

(практически целиком, это гидродинамика)

С – «Суточный ход» – переход от прогноза синоптической ситуации к прогнозу погоды) определив какие синоптические объекты будут находиться в данном пункте на момент прогноза и какие будут характеристики погоды, связанные с ними, предсказываются условия погоды с учетом суточного хода¹

Прогноз:

А) синоптической ситуации – синоптические объекты, расположения фронтов, воздушных масс...

Б) условий погоды (конкретные значения конкретных характеристик: температура, ветер, давление, осадки...)

М – «Местные факторы» – факторы, приводящие к отличию погоды на одной (нескольких) станциях от соседних (в пределах одной воздушной массы)

Например:

- влияние большого водоема;
- горно-долинная циркуляция: горный ветер во второй половине дня может понижать температуру в долине до 5 градусов; утром, дует с долин в горы, может приводить к облакообразованию;
- бризы, фёны,
- наветренные и подветренные склоны гор,
- понижения рельефа

Учёт местных факторов:

А) исключаются из общего прогноза погоды,

¹ В синоптике: **анализ** – о текущей погоде, **прогноз** – о будущей

Б) но должны учитываться при прогнозе на этой конкретной точке
В) могут быть индикаторами крупномасштабных изменений (*Горно-долинная, бризовая циркуляции – если есть – признак внутримассовой устойчивой погоды; если пропадает, то первый признак того, что погода меняется (за около ½ суток)*)

Основные пути совершенствования и изменения синоптического метода:

1. Увеличивается количество и повышается качество начальной метеоинформации:
- рост числа наблюдаемых пунктов, измеряемых характеристик, используемых систем (например, спутники и оборудование на них),
- совершенствуются способы передачи и обработки информации: совершенствование схем и быстрейшие системы ассимиляции данных.

2. Развитие теории:

- закономерности атмосферных процессов,
- цикло- и фронтогенеза

3. Совершенствование способов прогноза синоптической ситуации и условий погоды:

- переход от параметризации к явному описанию процессов

4. Всё более детальное изучение местных особенностей погоды

- статистическое моделирование через развитие и сохранение длинных рядов

Н-р: Для западных побережье материков в тропической зоне характерны холодные океанические течения. Экстремальный вариант - Перуанское течение. Здесь формируются слоисто-кучевые облака нижнего яруса, которые отличаются большой водностью и задерживают до 70% солнечной радиации; кроме того, они хуже всего прогнозируются моделями. Поэтому зачастую прогноз погоды в декабре для Лимы даёт 24-25°C, а в реальности по побережью наблюдается 13 °C, но чуть дальше в глубь континента уже 24-25°C.

5. Совершенствование и развитие международного обмена

Разные модели лучше/хуже прогнозируют разные вещи

Лекция 2-4 – История развития метеорологии и синоптики

Народные приметы

Есть три типа, у которых разная степень оправдываемости:

А) Календарные – приурочены к конкретному дню, наименее оправдываемые
«На Марка небо ярко» (8 мая), «Введение ломает леденье» (оттепель 4 декабря)

Б) Долгосрочные – относятся к некоторому промежутку или явлению

Из 30 примет за 150 лет значимыми оказалось 2: *«Крещенские морозы»* (сибирское или арктическое вторжение), *«Черемуховые холода»* (но тут дело в статистической значимости вероятности совпадения цветения черемухи и похолодания: в мае арктические вторжения почти всегда бывают, а черемуха цветет довольно долго – около 10 дней),

Так же *«Бабье лето»* - вторжение отрога Азорского антициклона и проникновение тропической воздушной массы. Или прогретая умеренная масса в условиях высокого давления, ясной погоды на фоне предшествующих низких температур.

В) Краткосрочные – оправдываемые, так как объясняются основными атмосферными процессами.

- *Ласточки низко летают к дождю, так как насекомые мокнут и падают*
- *Дым идет вертикально вверх к морозной и ясной погоде (так как штиль – центр антициклона)*

История науки (Развитие метеорологии и синоптики)

4 в до нашей эры – **Аристотель** обобщил связь характера погоды с направлением ветра. Его трактат «Метеорологика» («метеоро» - гр. «предметы в воздухе» - всё, кроме звезд, которые неподвижны) – дал название дисциплины

Барометр - первый был водяной, изобретенный в начале 17 в. **Отто фон Герике**. Он выявил, что колебания уровня воды в барометре связано с изменением погоды

- ртутный – изобрел Торричелли в 1644 г., Италия. Теперь повсеместно используется. Барометрический принцип прогноза погоды

Первая сеть станций создана практически сразу после изобретения ртутного барометра в 1654 и просуществовала до 1667 г. Всего было 9 станций в Европе. Выводов по наблюдениям нет

Эпоха великих географических открытий.:

- Конец 17 века - первая климатическая карта, с направлением ветра «Карта ветровых условия в пассатной зоне» (по информации о парусных судах)

- открытие циклонов, вначале тропических (идея о том, что циклоны в умеренных широтах и тропические - это одно и то же появилась 19 в)

1723 – **Лондонское королевское общество**. Приглашение вести метеонаблюдение ученых разных стран и присылать в Лондон, с инструкцией что, как наблюдать и стандартные формы таблиц.

1780 – 1792 - **Мангеймская сеть** - 36 станций в Европе (из них 2 в России)+1 Гренландии+2 в Северной Америке. Наблюдения сравнимы между собой, так как велись по стандартным процедурам и калиброванным приборам.

В России:

1650 – Алексей Михайлович – Указ о необходимости ежедневных метеонаблюдений

Петр I – указал обращать внимание на ветер, подвижки льда. Начал наблюдения за уровнем воды

1725 – начало регулярных наблюдений в СПб

Экспедиция Беринга – 20 метеостанций по пути следования

1733-1734 – первая сеть станций. Все сети данные только накапливали, отсутствовала передача данных, т.е. это больше значение для будущих поколений

М.В.Ломоносов – отмечал необходимость самопишущих приборов, наблюдений во всей толще атмосферы, наблюдение «совершенными» приборами на однотипных станциях по однотипной инструкции

Периоды развития синоптической метеорологии

Их смена связана с изменением средств анализа или методов прогноза

0.Подготовительный – от появления синоптических карт до создания регулярной службы прогноза

Г.В.Брандес – идея проанализировать погоду не в точке, а по пространству: первая попытка создания синоптической карты по данным Мангеймских станций, на которой изображался ветер и его отклонение от среднего

Открыл: Области повышенного и пониженного давления расположены не хаотически, а занимают обширные районы, перемещаются. Ветер втекает в области пониженного давления под углом, так, что низкое давление остается слева, а высокое справа (барический закон ветра).

Обращает внимание, что циркуляция в областях пониженного давления в умеренных широтах сходна с тропическими циклонами

Г.В. Дове – проанализировал среднюю температуру месяца для более 1000 станций и отклонения от неё в отдельные месяцы и года. Заметил, что эти аномалии компенсируются в одной точке между собой, а так же по пространству (н-р, когда в Западной Европе тепло, в США – холодно – по сути, волны Россби).

Рядом соседствуют «экваториальные» и «Полярные» потоки (течения с более теплым и холодным воздухом). Их колебания (меандрирования) приводят к наиболее существенным изменениям погоды. В умеренных широтах эти потоки располагаются рядом, в тропиках – друг над другом (по сути, это бароклинная и баротропная атмосфера).

Предположение о фронтальной теории циклогенеза

Его идеи посчитали ошибочными, вернулись к ним только в 20-х гг. 20-го века

Роберт Фицрой – отец синоптической метеорологии

Вменил в обязанность капитанов английских судов наблюдение за температурой, силой и направлением ветра, данными барометра; составил формы таблиц. Настаивает о снабжении барометрами всех рыбацких поселений, формулирует мысль, что барометры нужны для предсказания погоды.

Придумал «звезду ветров» (розу ветров).

Так как появился телеграф Морзе, возможной стала передача данных. Создал сеть из 24 стационарных станций (19 – Британские острова; 5 - Дания, Голландия, Франция, Португалия). На основании полученных данных составлял и распространял синоптические карты, где цифрами и условными знаками были обозначены результаты метеорологических наблюдений на определенный момент. С помощью этих карт составлял прогнозы погоды на несколько дней, которые начала публиковать газета «Таймс» (первая в истории человечества)

Ввел штормовые сигналы, которые вывешивались в портах

Книга «О погоде», на русском вышла как «Практическая метеорология контр-адмирала Фицроя».

Схема о формировании серии циклонов на границе раздела между воздушными массами. Связывает изменение погоды с отклонениями перемещения экваториальных и полярных потоков. По сути, приходит к пониманию воздушной массы. Идея о фронтальной природе циклонов: атмосферные вихри возникают не по одиночкам, а сериями; эти серии перемещаются вдоль границы воздушной массы

Его открытия основаны на интуиции и эмпирическом материале; физической и математической базы не было и даже не всегда подтверждались фактами.

1. Основной этап развития СМ как науки об оперативном прогнозе

Существует телеграф и возможен обмен информацией. *Метеорологические сети* последовательно создаются в ряде государств: 57 – Франция, затем – Англия, США, Голландия. В России – тоже, но ненадолго.

Синоптические карты становятся основой анализа погоды, по которому во всех странах выпускаются оперативные ежедневные прогнозы погоды и оперативные штормовые предупреждения - т.е. возникает *оперативная метеорологическая система*

Составляется методология прогноза погоды

Синоптика на этом этапе «изобарическая»: анализируются данные только о давлении и ветра; основной метод – аналоговый: есть какое-либо распределение давления и ищутся похожие ситуации в прошлом. Оправдываемости относительно не высока

1906 – появились карты изменения давления. Анализ барической тенденции вводится в оперативную практику.

Первые теории образования циклонов: конвективная и термическая

Идея о наличии наклонных поверхностей раздела в атмосфере (Моргулис)

Первая попытка гидродинамического прогноза (Ричардсон) – неудачная

Предложен трехмерный метод анализа в атмосфере, введено понятие изобарической поверхности

2. Второй этап (20-40 годы XX века)

Введение в оперативную работу:

- Анализов атмосферных фронтов
- Данных аэрологических наблюдений (анализ переходит из двумерного трёхмерный).

Основная проблема: отсутствие оперативной передачи данных напрямую с аэрозондов. Развитие авиации даёт запрос на более точные прогнозы погоды

Теории циклогенеза. Идея о неоднородности циклона: он состоит из 2 холодных и 1 теплой воздушных масс.

Теория о наклонных поверхностях раздела в атмосфере (Моргулис, Бьеркнесс). Гипотеза о связи с ними бурей и штормов

Бергенская синоптическая школа:

Вильям Бьеркнесс, Тур Бергерон, Якоб Бьеркнесс

- Первый вопрос, который поставили: « Почему низкое давление связано с дождем и грозами?». Приходят к идее поверхностей раздела, с которыми связаны выпадение осадков, облакообразование, опасные явления;

- Атмосфера подобна огромному паровому двигателю: прогревается над тропиками, охлаждается над полярными широтами; в процессе циркуляции происходит обмен тепла между ними, возникновение воздушных масс.

- Идея о неравномерном распределении метеопказателей в умеренных широтах: существуют огромные массивы воздуха порядка 1000 км, где относительно однородные показатели, и зоны порядка 100 км, где показатели резко меняются.

- Учение о синоптических объектах.

- Переход от прогноза, основанного на анализе отдельных характеристик, к прогнозу, основанного на анализе и прогнозе возникновения и перемещения синоптических объектов:

1. воздушных масс,
2. атмосферных фронтов – зоны резкого перехода между воздушными массами
3. форм циркуляции: атмосферных вихрей, циклонов, антициклонов

- Предложены схемы строения и эволюции циклонов.

Атмосферные вихри (в первую очередь, циклоны) связаны с поверхностями разделами – представление фронтальная природа циклонов; волновая теория циклогенеза: циклон возникает из волны на фронте. Если волна является неустойчивой, то возмущение давления перерастает в атмосферный вихрь, который перемещается вдоль фронта.

Более подробно описываются циклонические серии; по сути, циклон и антициклон – это 2 фазы волны, а не независимые объекты.

- Анализ и прогноз погоды сводится к анализу и прогнозу возникновения и перемещения синоптических объектов.

СССР одним из первых принял новый метод прогноза погоды. Если для западной Европы главным в прогнозе погоды является формирование и перемещение циклонов (с Атлантики), то для европейского СССР/России важно:

1. изменения скорости перемещения циклона над континентами,
2. процесс трансформации воздушных масс.

Основоположники теории трансформации: Хромов, Лев Аскназий, Дюдюк

1926 – фронтальный анализ входит в оперативную практику Московского бюро погоды. В 30-х становится основным методом.

1930-е – изобретение аэрозонда Молчановым, информация становится оперативным, анализ из двумерного становится трехмерным.

Каборовский, Погосян, Бугаев – внедрение в оперативных прогноз карт барической топографии

1929 – единая гидромет.служба в СССР.

Вильям Бьеркнесс – основатель Бергенской синоптической школы

- метод барической топографии: карты атмосферы строить не для абсолютных высот, а для изобарических поверхностей;

- Ряд фундаментальных теорем атмосферной циркуляции;

- 1919/1921 - «Динамика вихрей циркуляции и её применимость к атмосферным вихрям и его движениям» - начало фронтального анализа; основание Бергенской школы

Халвор Зольберг - вклад в теорию атмосферных фронтов, математическое обоснование, теория приливов, устойчивость морских и атмосферных приливов.

«Интегрирование уравнений атмосферных возмущений»

Тур Бергерон – дальность видимости: закономерности между изменениями видимости с другими показателями атмосферы, воздушными массами;

- разработка обозначений на синоптических картах;

- идея фронта окклюзии: холодный фронт перемещается быстрее, чем теплый; в зрелой стадии циклона холодный фронт догоняет теплый, фронты сливаются; теплый вытесняется вверх, где охлаждается, становится тяжелым и циклон исчезает;

- разработка теории о перемещении фронтов;

- активное использование аэрологических данных и переход к трехмерному анализу;

- роль конвергенции потоков;

- микрофизика облаков (бергероновский процесс, теория процесса формирования и выпадения осадков; засев облаков)

Книга «Метеорологический прогноз и научный анализ погоды и её предсказания» (являлась основой учебника Хромова)

Якоб Бьеркнесс

- конвергенция ветра вдоль зон больших градиентов температур;

- развивает теорию циклогенеза и атмосферных фронтов - теория перемещающихся циклонов;

- участие в экспедиции Амундсена;
- Эль-Ниньо;

3. Третий этап (40-60 годы XX века)

- широкое оперативное применение высотных карт погоды (карт барической топографии)

- внедрение численных методов прогноза

Ориентация на военные нужды, в частности, необходимость прогноза для авиации. Из-за войны же была проблема нехватки данных, которую частично решил Хромов, создав методику прогноза по усеченной карте.

- понятие высотных фронтальных зон. Теории связывающие приземные атмосферные фронты с зонами больших градиентов температур и давлений в свободной атмосфере;

- открыты струйные течения;
- правило ведущего потока;

- новая теория циклогенеза: связь между областями сходимости и расходимости потоков

- Аэрология региональных исследований
- Внедрение численных прогнозов погоды

Петросянц: изучение и классификация атмосферных процессов Средней Азии (сложный для прогнозирования район): много экспедиций, в т.ч. высокогорных.

Новосибирская школа: Монин, Обухов, Кибель. В динамической метеорологии Обухов, Кочин, Монин, Кибель создают гидродинамическую базу

1942 – академик Кибель - уравнение для оперативного расчета локальных изменений погоды

Россби и –параллельно - Елена Блинова: уравнение перемещение высотных гребней и ложбин (длинные волны).

4. Четвёртый этап (с 60х годов до наших дней)

- Спутниковые данные
- Численные методы прогноза погоды в оперативной практике

По космоснимкам вначале создают карты ветра и оперативный прогноз тропических циклонов.

С 1962 – прогностические карты получаются только численными методами на основании гидродинамической системы уравнений

- Исследование общей циркуляции атмосферы, появление изучения верхней границы атмосферы

- Радиолокаторы дали возможность подробного изучения мезопроцессов
- Взаимодействие океана и атмосферы

- Появились долгосрочные прогнозы погоды
- Экология, прогноз и анализ атмосферного перемещения загрязнений
- Активное международное сотрудничество 1949 – основана ВМО.

70-80е – расцвет международного сотрудничества: ПИГАП (программа изучения глобальных атмосферных процессов). Арктический год, АТЭП (Атлантический тропический эксперимент) и др.

Лекция 5 - Источник данных (Метеорологическая информация)

Метеорологическая информация – совокупность сведений о состоянии атмосферы и о значениях отдельных метеорологических величин

Виды:

1. Первичная – результат непосредственно наблюдений
2. Вторичная – результат обработки: те же данные наблюдений в виде сводок, таблиц, разрезов, карт

Точность анализа и прогноза погоды зависит от правильности и полноты данных наблюдений.

Метеонаблюдения – это измерения метеорологических величин и регистрации атмосферных явлений

Метеорологические величины: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество, форма и высота облаков, количество осадков и др..

Метевеличины, не отражающие свойства атмосферы, но тесно связанные с ними: температура почвы, температура поверхностного слоя воды, испарение, высота и состояние снежного покрова, продолжительность солнечного сияния

Категории метеорологических параметров:

1. Измеряются непосредственно – максимальная точность
2. Определяются визуально – доля субъективизма (*н-р: балл и форма облаков; раньше – сейчас есть инструментальные - дальность видимости*)
3. Определяются путем расчётов: *вертикальная скорость и плотность воздуха*

Комплекс измеряемых параметров определяется:

1. Оптимальным числом параметров, необходимых для определения текущего состояния атмосферы
2. Запросами потребителя

Первичная информация обычно одинакова для всех пунктов, а вторичная информация уже различается

Факторы определение оптимальной частоты и плотности наблюдений:

1. Пространственно-временная структура изучаемого явления
2. Заблаговременность прогноза
3. Технические возможности
4. Экономические соображения (в том числе, и специальнообученный персонал)

Краткосрочный прогноз 1-3 суток для конкретного года – данные с площадью 10^7 км² при плотности стнций 200-300 км (расстояния между станциям) 4-6 раз в сутки (т.е. стандарт раз в 3 часа)

Основные требования к первичной информации:

(определены ГОСТами, международные)

1. Глобальность – данные должны поступать с территории, соизмеримой с площадью континента (или континента и всего полушария). При увеличении срока

прогнозы берутся уже с территории площади полушария. Это определяется масштабом синоптических объектов.

2. Трехмерность
3. Комплексность – должен наличествовать весь список параметров
4. Синхронность – наблюдения должны проводиться в одни моменты времени на всей территории
5. Регулярность
6. Оперативность

Основные системы получения метеоинформации:

1. Наземная сеть синоптических и аэрологических станций

Синоптические – те станции, данные с которых регулярно используются в оперативной службе погоды. Более 8 тыс. станций по миру.

Многие измеряемые на них параметры перечислены выше.

Аэрологические – осуществляют наблюдения над состоянием высоких слоёв атмосферы: атмосферное давление, температура и влажность воздуха, скорость и направления ветра

Синоптические станции + Аэрологические станции = Наземная сеть наблюдений

Требования к станциям:

1. Точное определение широты, долготы, высоты над уровнем моря
2. Обслуживание станций квалифицированным персоналом, способным проводить и инструментальными, и визуальными наблюдениями
3. Оснащение станции необходимым минимум стандартных и поверенных приборов
4. Проведение наблюдений однотипными приборами в определенном порядке, согласованным международными органами (ВМО)
5. Станция должна быть оснащена совершенными средствами связи для оперативной передачи информации
6. Равномерное размещение в местах, характерных для данного района

Плотность аэрологических станций меньше, но это не критично, так как в высоких слоях атмосферы поля более гладкие.

Данные передаются кодами телеграмм. Каждая метеостанция имеет свой индекс: первые две – номер района, затем 3 – номер станции

Достоинства:

- + самый большой комплекс осуществляемых измерений
- + наибольшая точность

Недостатки:

- малая плотность в некоторых районах
- дискретность во времени (решается автоматизацией, в будущем - автоматическими метеостанциями)
- дискретность по пространству (компенсируется использованием других систем наблюдений)

2. Наблюдения в Мировом океане

Островные станции – по сути, наземные; особенностью является то, что острова расположены неравномерно и плотность таких станций зачастую ниже требуемой

Суда погоды – комплекс осуществляемых на них наблюдений даже больше, чем у наземных метеостанций, включает те же параметры, а так же запуск радиозондов и радиоракет + волны, зыбь, температура поверхности моря и др.

Покрывание недостаточно: в Северной Атлантике (самый исследуемый район): 1 судно в квадрате 10х10 градусов. Как правило, в одной точке судно стоит 3 месяца

Островные станции и суда погоды – комплекс наблюдений аналогичен наземным станциям

Так же используются **промысловые и коммерческие суда** (зависимость от маршрутов, рыболовства)

Сеть буйковых станций (основная задача – океанологическая, но попутно измеряют метеорологические характеристики в приповерхностном слое: температура, влажность, атмосферное давление, скорость и направление ветра)

Могут быть:

- автоматические якорные
- дрейфующие буйковые

Данные над океаном – в основном, **спутниковыми измерениями**

3. Дополнительная сеть наблюдений:

- Метеорологические радиолокаторы

- мониторинг мезомасштабных метеорологических явлений(все конвективные процессы: конвективная облачность, грозы, ливневые осадки)

- зарождение, развитие и перемещение конвективных облаков; торнадо, смерчи

- исследование микроструктуры облаков: зоны облачности, её микроструктура, облачность, положение изотермы 0-градусов, интенсивность осадков

- Мониторинг тропических циклонов (когда приближается к континенту, над океаном же мониторинг осуществляется, в основном, спутниками)

Достоинства:

+ радиус наблюдений 150-200 км. при среднем расстоянии между локаторами 120-130 км- сплошное покрытие территории

+ дискретность малая – около 10 минут

Недостатки:

- неполный комплекс наблюдений

Важно для авиации, поэтому каждый аэропорт оснащён радиолокатором

- Космическая система наблюдений

А) наблюдения непосредственно на спутнике

Б) наземная система приёма информации

Изначально появились снимки облачности, потом снежного и ледового покрова, актинометрические наблюдения, затем спектральные наблюдения.

Достоинства:

+ сплошное покрытие (и пространство, и время)

+ растет количество наблюдаемых параметров

Недостатки:

- погрешность

- неполный комплекс наблюдений

- **Авиационная разведка погоды** – проведение инструментальных и визуальных наблюдений за условиями погоды с использованием авиации

А) аэродромное зондирования – наблюдения до определенной высоты в районах аэропорта

Б) маршрутное зондирование – наблюдение по заданному маршруту

А,Б – обычно используются специальные самолеты-лаборатории

В) попутные визуальные наблюдения пилотами гражданской и военной авиации: сведения об облачности (нижняя верхняя граница, слои облачности, наличие прослоек (безоблачных или с более плотной облачностью), подробные сведения о турбулентности и данные о фазовых состояниях воды, сведения о микроструктуре и микрофизике облаков; наклонная и полетная дальность видимости

Обязанность гидрометслужбы – так же **наблюдение и предупреждения о некоторых неметеорологических опасных явлениях:**

- наводнения
 - паводковые – напрямую связаны с метеоусловиями - осадками,
 - заторные/зажорные – долговременные связи с метеоусловиями (за 2 сезона до наводнения)
 - нагонные – наиболее зависит от метеоусловий
- цунами – не связаны с метеорологией, однако в связи высокой скоростью их распространения гидрометслужба используется как система предупреждения
- сели – связаны с осадками, фёнами
- сход лавин – рельеф, колебания температуры и влажности, фёны и др.

Лекция 6 - Проведение атмосферных фронтов

Общие замечания о процедуре фронтального анализа

1. Любой проводимый атмосферных фронт должен быть физически обоснован и логически вытекать из предшествующего развития атмосферных процессов.

Перед тем, как его проводить, необходимо, что бы сложилось представление о вероятном месторасположении фронта. Для этого:

- анализируют предшествующую карту (за 3 часа назад),
- учитывают скорость и направление ведущего потока.

Уже после, используя признаки приземной карты, уточняют положения фронта.

2. Фронт проводится с учетом:

- барического поля и распределения ветра
- температуры, облачности и зоны осадков
- распределения барических тенденций

Помимо приземной карты привлекаются:

- карты барической топографии
- карты влажности на высотах
- аэрологические диаграммы
- вертикальные разрезы
- карты вертикальных движений
- комплексные радиолокационные карты (в случае их отсутствия, данные радиолокаторов)
- снимки/монтажи облачности со спутника

Не всегда есть возможность/необходимость использовать всё. Комплекс используемых материалов может варьироваться

3. Если нет согласования с предыдущей картой:

А) проверяют предыдущую карту на предмет ошибок

Б) если предыдущая карта правильная, то рассматривается вероятность возникновения нового фронта или размывания старого

Обязательно при фронтальном анализе необходимо учитывать эволюцию фронта. Он может интенсифицироваться/размываться, это определяется:

- циркуляцией воздушных масс: если конвергенция, то фронт обостряется, при дивергенции фронт размывается;
- трансформацией воздушных масс.

Оценка интенсивности фронта так же является задачей фронтального анализа.

В предварительном анализе так же составляется схематическое представление о распределении устойчивых и неустойчивых воздушных масс.

Фронтальный анализ во многом является субъективным, нет однозначных и четких численных критериев выделения фронта, а есть только комплекс признаков, варьирующийся в широких пределах. Практически никогда все признаки не наблюдаются вместе, ярко выраженными могут быть не все. Но если признак только один, даже очень яркий, то фронт тоже выделять нельзя.

Пример объективного численного расчёта фронтальных зон есть на сайте гидрометцентра. Нов настоящее время выделение синоптиками всё ещё точнее, чем результат численного расчёта.

Этапы фронтального анализа:

1. Создается общая картина вероятного положения фронта с помощью согласования
2. Уточняется положение фронта с помощью приземной карты

Обозначения

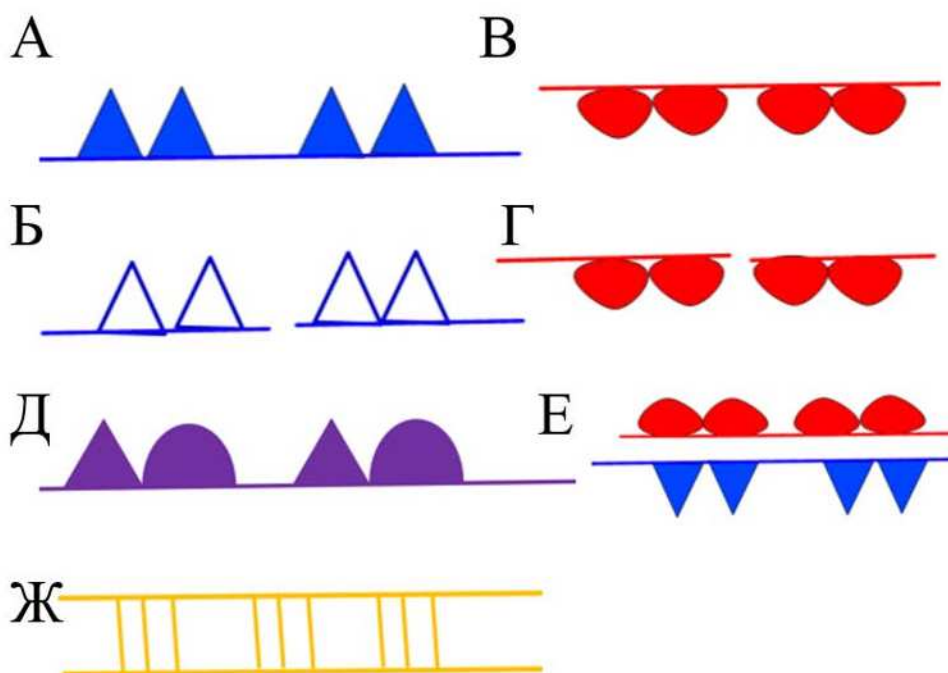


Рисунок 1 Обозначения атмосферных фронтов

- **Холодный фронт** (рис. 1а) – синяя линия и закрашенные треугольники, направленные от холодного к тепловому воздуху
- **Теплый фронт** (рис. 1в) – красная линия с полукругиями, полукругия направлены от теплого к холодному воздуху
- **Верхний/вторичный фронт** (рис. 1б, 1г) – то же, но линия пунктирная и треугольники или полукругия не закрашены

- **Малоподвижный или стационарный фронт** (рис.1е) - двойная линия с обоими типами знаков.

Его можно проводить только между изобарами (то есть фронт не должен пересекать изобары), так как фронт не движется, если параллелен изобарам. В этом случае нет составляющей скорости ветра, перпендикулярной фронту, именно которая и перемещает фронт. Но чаще всего, квазистационарный фронт квазипараллелен изобарам, то есть все-таки их пересекает. В этом случае на нем рисуют некоторое количество волн в зависимости от знака адвекции.

- **Линия ВЗК** (раньше называлась «тропическим фронтом») – полосы оранжевым (рис.1ж)

- **Фронт окклюзии** (рис. 1д) – как правило, изображается фиолетовым.

Сейчас как правило, выделяют (но не всегда) следующие виды фронта окклюзии:

- по типу теплого фронта – розовым
- по типу холодного – фиолетовым,
- нейтральная – коричневым.

Признаки фронта на приземной карте

1.) Барическая ложбина. Чаще всего атмосферный фронт проходит по барической ложбине. Вдоль линии фронта должна наблюдаться сходимость потоков (то есть, если продолжить вектора ветра, они пересекутся).

2.) Резкая зона перехода от одной воздушной массы к другой – должна быть, что бы фронт существовал, должна быть

Для этого воздушные массы должны сближаться, для чего, в свою очередь, должна быть сходимость потоков, которая обычно наблюдается вдоль *барической ложбины*. Дивергенция потоков же наблюдается в *барическом гребне*: воздушные массы удаляются друг от друга, зона раздела и фронт размываются. В гребне фронт прерывается редко, но размыт. В антициклонах, для которых характерны большие масштабы, чем для гребней, фронты размываются практически полностью. Поэтому, как правило, фронт не проводится через центральную часть антициклона.

3.) Правый поворот ветра наблюдается при прохождении линии фронта в северном полушарии. Это соответствует циклонической циркуляции и сходимости (рис.2).

При прохождении любого фронта (тёплого или холодного) поворот всегда правый в *горизонтальной плоскости (на карте)*, так как он отражает циклоническую циркуляцию и сходимость потоков. В *вертикальной плоскости* поворот определяется характером адвекции - изменения ветра с высотой, что является результатом подстройки барического поля под термический. Так как характер адвекции для теплого и холодного фронта противоположный, то и направление поворота различается:

- теплый фронт – зона адвекции тепла – наблюдается правый поворот
- холодный фронт – зона адвекции холода – наблюдается левый поворот

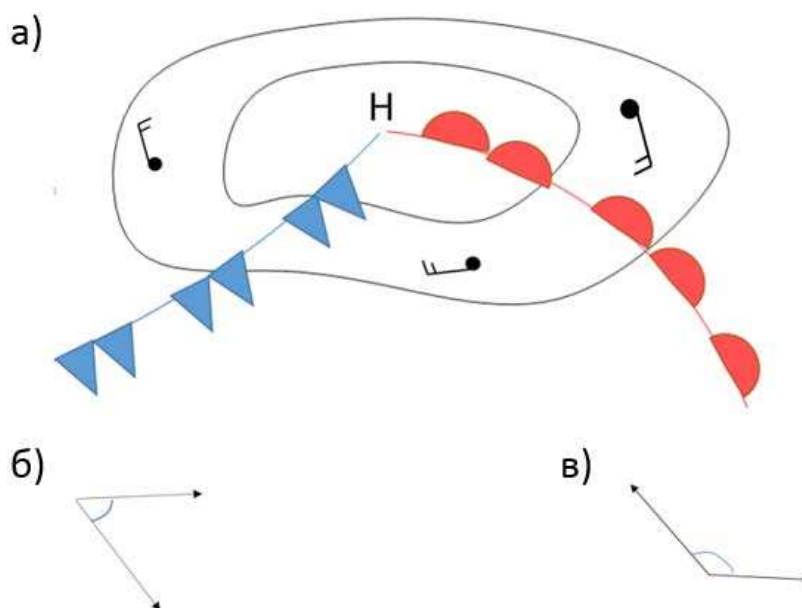


Рисунок 2. Правый поворот ветра при прохождении линии фронта
(в северном полушарии): теплого фронта – 2в, холодного фронта – 2б)

3-а. Резкое изменение направления ветра: как правило, перед фронтом ветер параллелен фронту, а за фронтом – почти перпендикулярен. Но главное, при прохождении фронта резко меняется направление.

4.) Распределение барических тенденций

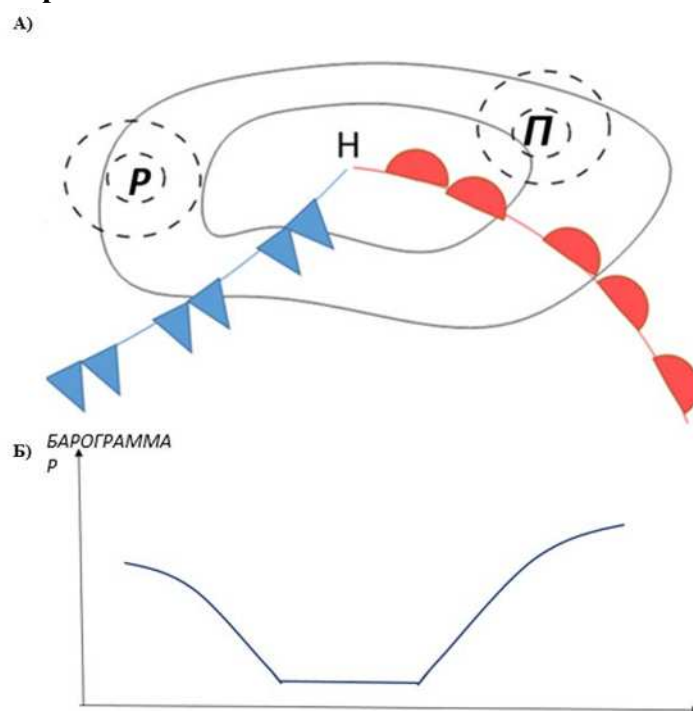


Рисунок 3. Распределение барических тенденций в молодом циклоне: а) в плоскости карты б) барограмма

В случае **молодого циклона** область максимального падения давления расположена перед теплым фронтом, максимального роста за холодным фронтом. В пределах теплого сектора давление меняется мало (рис.3а).

Перед теплым фронтом давление падает, в теплом секторе оно равномерно, за холодным фронтом резко растет (рис.3б).

Это один из самых верных и немаскируемых признаков прохождения фронта, ведь физическая причина, обуславливаемая такое распределение сохраняется вне зависимости от локальных особенностей.

Рассмотрим фронт в разрезе (рис.4):

- На *теплом фронте* теплый воздух совершает восходящие движения по клину холодного воздуха, который, в свою очередь, отступает.
- На *холодном фронте* холодный воздух обрушивается вниз. Теплый воздух при этом может вести себя по-разному. Предположим, что он опускается.

Рассмотрим некоторый вертикальный столб воздуха:

- Перед теплым фронтом теплый воздух натекает на холодный и заменяет его. Теплый воздух легче, вес столба воздуха меньше, поэтому здесь наблюдается область падения давления.

- За холодным фронтом теплый воздух отступает и заменяется холодным. Вес вертикального столба воздуха увеличивается, соответственно, атмосферное давление растет (зона роста атмосферного давления)

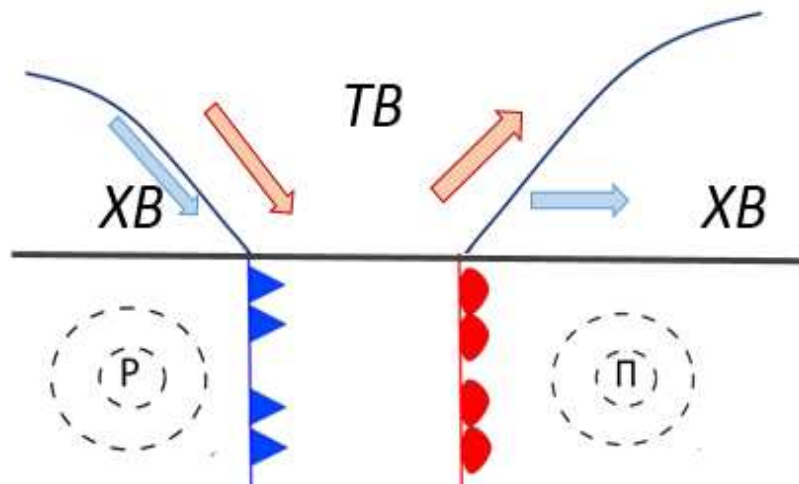


Рисунок 4. Фронт в разрезе (вертикальная плоскость)

В случае **фронта окклюзии**. Рассмотрим хорошо развитый циклон, где уже произошло окклюдирование и в центральной части у земли соприкасаются две воздушные массы (рис.5). Такая ситуация, например, возможна при нейтральной окклюзии.

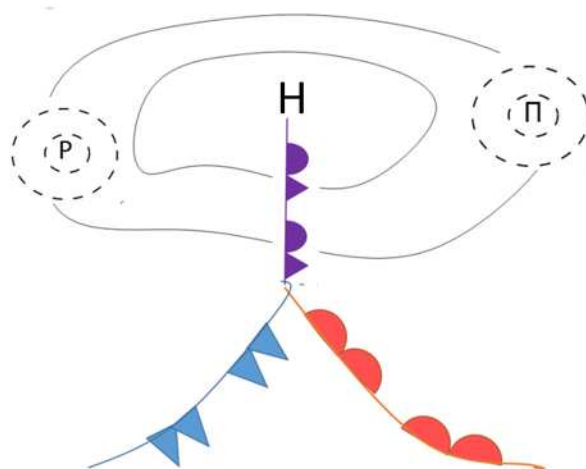


Рисунок 5. Фронт окклюзии в циклоне

Внутри циклона есть три воздушные массы: 2 холодные и 1 теплая. Эти две холодные воздушные массы могут иметь разную температуру. В зависимости от этого выделяют различных типы окклюзии. Если ВМ

Изначально, до окклюзии, в циклоне находились следующие воздушные массы:

- холодный воздух передней части (перед теплым фронтом),
- холодный воздух тыловой части (перед холодным фронтом),
- теплый воздух (между теплым и холодным фронтами).

Окклюзия по типу теплого фронта² возникает, если в передней части расположен более холодный воздух, а в тыловой – менее холодный (рис. 6)

А)

Б)

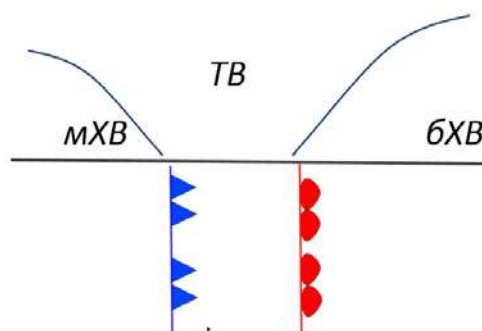
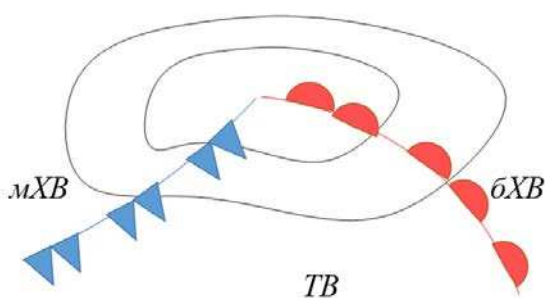


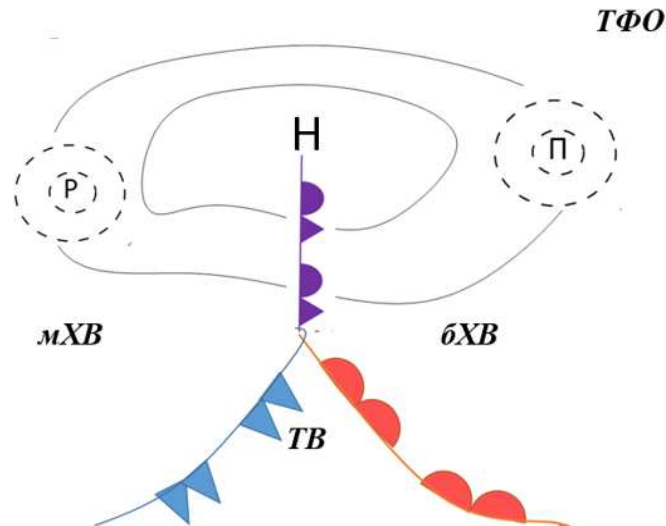
Рисунок 6. Распределение воздушных масс в циклоне до образование окклюзии по типу теплого фронта (А – в плоскости карты (в горизонтальной плоскости),

Б - в разрезе (в вертикальной плоскости))

² Холодный/теплый фронт окклюзии – неправильный жаргон, правильно вариантом является «окклюзия по типу холодного/теплого фронта», хотя и принято сокращать ХФО и ТФО соответственно.

Такая ситуация для европейской России характерна в холодный сезон, когда в передней части циклона находится континентальный умеренный воздух, а в тыловой морской умеренный либо арктический.

А)



Б)

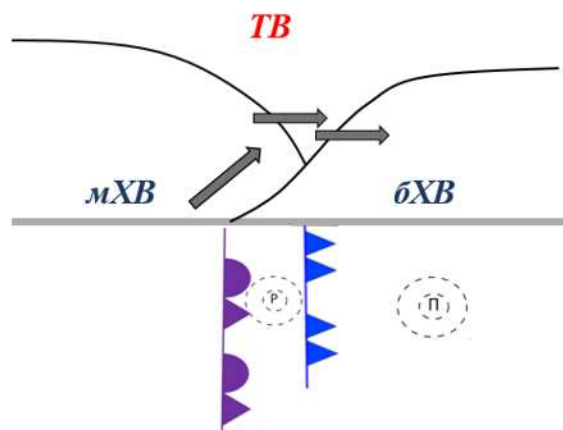


Рисунок 7. Распределение воздушных масс в циклоне во время окклюзии по типу теплого фронта (А – в плоскости карты (в горизонтальной плоскости), Б - в разрезе (в вертикальной плоскости))

Когда фронт окклюзии по типу тёплого фронта пройдет через определенную точку, там наступит потепление.

После наступления фронта окклюзии тёплый воздух вытиснился наверх, менее холодный воздух совершает восходящие движения по клину более холодного. Холодный фронт не достигает поверхности земли и формирует верхний холодный фронт. Происходит замена теплого воздуха на холодный (рис.7-Б)

Область падения давления расположена перед верхним холодным фронтом, зона роста – перед фронтом окклюзии (рис.7-А)

Расстояние между фронтом окклюзии и верхним холодным фронтом, как правило, составляет до 50 км. (но может достигать и 100-150 км), что в наших масштабах почти неразлично.

Окклюзия по типу холодного фронта возникает, если в передней части циклона расположен менее холодный воздух, а в тыловой более холодный (рис. 8)

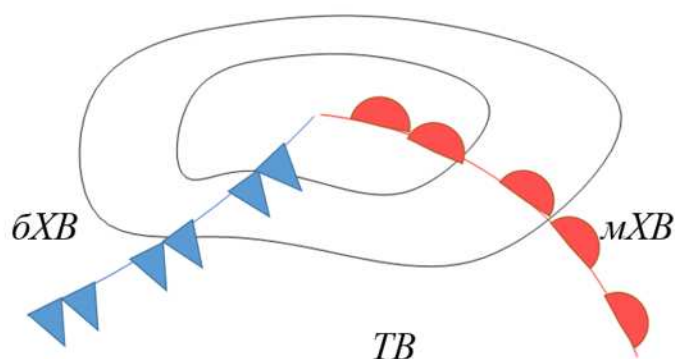


Рисунок 8. Распределение воздушных масс в циклоне до образования окклюзии по типу холодного фронта

Такая ситуация характерна для лета европейской России. На тихоокеанском побережье ситуация обратная: зимой здесь характерны окклюзии по типу холодного фронта, а летом по типу теплого.

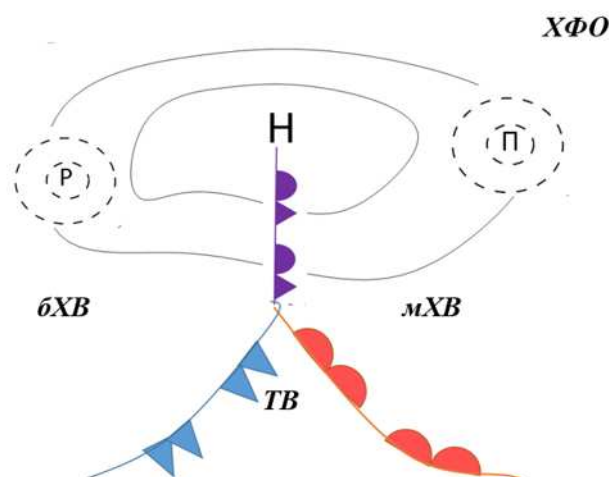


Рисунок 9 Распределение воздушных масс в циклоне во время окклюзии по типу холодного фронта (А – в плоскости карты (в горизонтальной плоскости), Б – в разрезе (в вертикальной плоскости))

Во время окклюзии по типу холодного фронта холодный фронт доходит до поверхности земли. За фронтом окклюзии теплый воздух сменяет холодный и там наблюдается область падения давления. Область роста давления располагается за верхним фронтом (рис.9).

Факторы, которые необходимо учитывать:

- ***Общая тенденция развития циклона:***

Если циклон усиливается, то область падения давления может захватывать весь циклон и областей роста может вообще не быть. Максимум падения будет перед теплым фронтом

Если циклон ослабляется, то область роста давления может захватывать весь циклон и отсутствовать могут уже зоны падения, но максимум роста будет перед холодным фронтом, в то время как перед теплым фронтом рост будет минимальным

- ***Мелкие локальные явления***

Ливни и грозы сопровождаются резким ростом давления. Поэтому на отдельных станциях давление может резко отличаться от других значения, и это не должно служить признаком для проведения фронта

- ***Суточный ход*** проявляется в изменении давления, которое в теплое полугодие над континентами повышается в предутренние часы и понижается в дневные, как правило, на 1-2 гПа. В случае фронта изменения давления составляют 3-5 гПа (может быть и до 7 гПа). В холодное время года и над океанами суточный ход вообще не выражен,

5) Скачок температуры – скачок при переходе через линию фронта, составляющий, в среднем, 3-5 градусов у земли (но может быть и до 10 градусов) и 8-10 градусов в свободной атмосфере.

Не очень хороший признак, так как возможно много маскировочных факторов:

А) влияние подстилающей поверхности (крупные водоемы, неровности рельефа, граница снежного или ледового покрова) создает скачок температуры, являющийся мнимым фронтом.

Идентифицируется по высотным картам (граница отсутствует) или по последовательным картам (граница неподвижна), по сложной извилистой структуре

Б) влияние облачности: максимальный контраст температуры обычно наблюдается на границе облаков, а не на фронте.

Наиболее актуально для теплого фронта, которому предшествует практически 900 километров префронтальной облачности. Зимой характерны более низкие температуры перед облачностью, повышающиеся при натекании облачности. Летом наоборот.

В) Показатели влажности: резкий скачок точки росы при прохождении фронта:

- теплого фронта – влагосодержание увеличивается, точка росы растет;
- холодного фронта – падает

Маскирует зона осадков, так как точка росы +возрастает там, где начинают выпадать осадки:

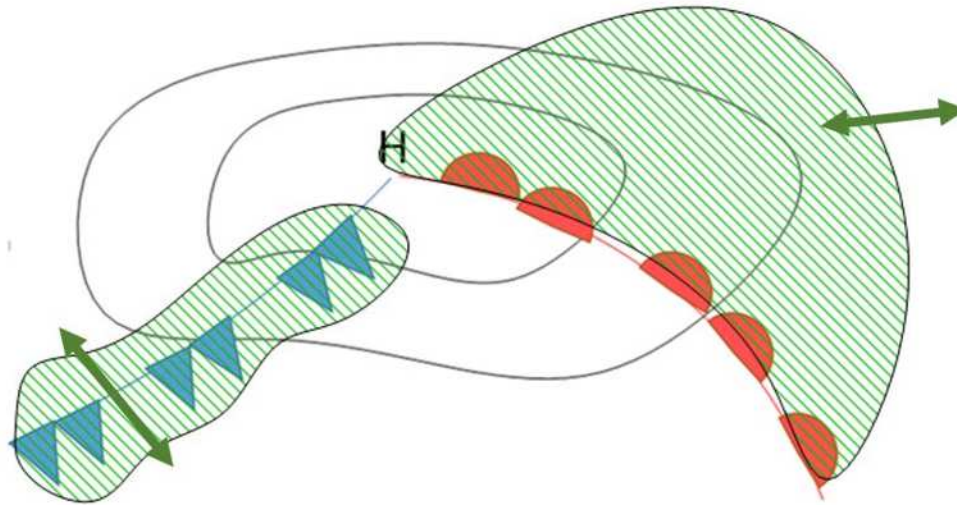


Рисунок 10 Области осадков (зеленая штриховка) и расположение скачка точки росы (стрелки) у фронтов

Перед теплым фронтом располагается обширная область обложных осадков, максимальный скачок точки росы находится на границе зоны осадков.

На холодном фронте находится более узкая полоса ливневых осадков, их максимум приходится на теплый воздух. «Отход» зоны осадков от фронта составляет около 150 км, а расстояние между станциями- около 200 (рис.10)

6.) Изменение дальности видимости:

А) После теплого фронта дальность видимости сокращается, так как у теплого воздуха большее влагосодержание.

В случае тёплого воздуха и холодного полугодия будет наблюдаться устойчивая стратификация: затрудненное перемешивание и слабая турбулентность, поэтому продукты конденсации, примеси, аэрозоли скапливаются в приземном слое, где дальность видимости, соответственно, падает

Б) После холодного фронта дальность видимости резко возрастает, так как:

- уменьшается влагосодержание из-за того, что холодный воздух более сухой,
- холодная воздушная масса обычно неустойчива, из-за того, что холодный воздух приходит на теплую поверхность. Поэтому развито перемешивание, в том числе вертикальное, и все продукты конденсации, примеси, аэрозоли распространяются на большую вертикальную толщу

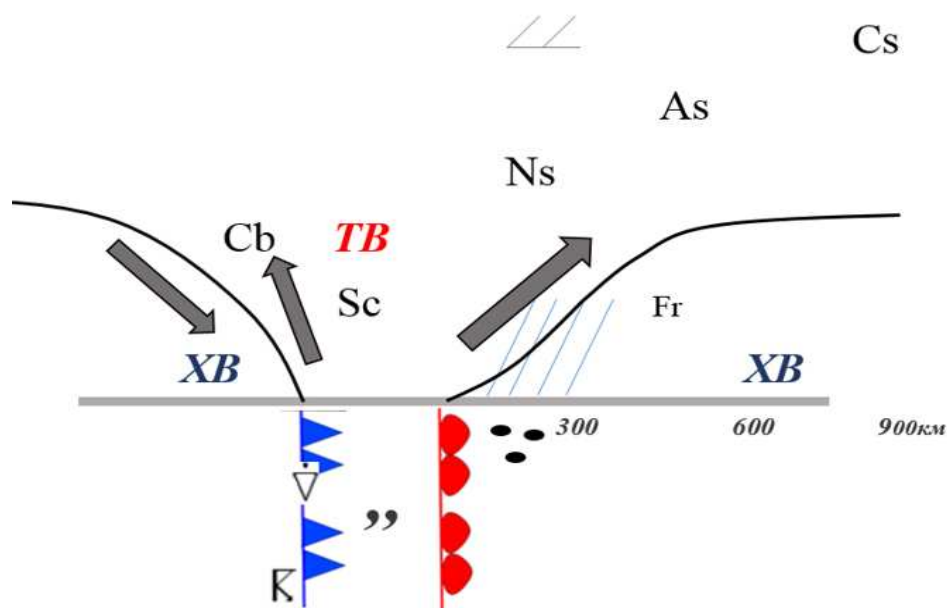


Рисунок 11 Системы конденсации фронтов

7.) Специфическая система конденсации (система облаков и осадков) каждому типу фронта соответствует своя (рис.11)

Перед теплым фронтом : Cs, As, Ns, предфронтальная система, обложные осадки

Теплый сектор: Sc, моросящие осадки,

Холодный фронт: Cb, ливневые осадки, грозы

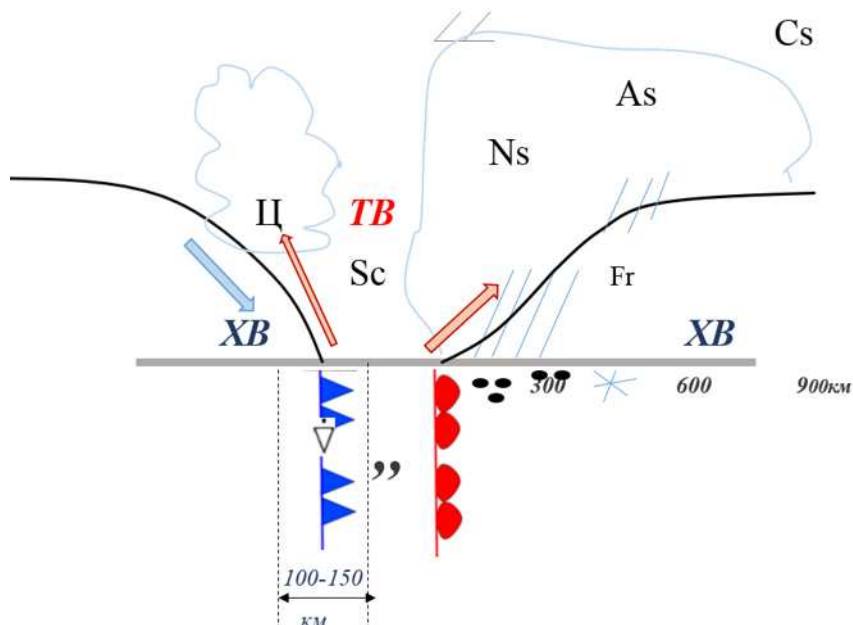


Рисунок 12.Распределение погодных условий (систем облачности и осадков), связанных с фронтами

8.) Распределение погодных условий (систем облачности и осадков), связанных с теплым или холодным фронтом (рис.12)

Теплый фронт имеет достаточно пологий наклон, поэтому теплый воздух совершает медленное восходящее движение по клину холодного с небольшими скоростями и на больших расстояниях порядка 1000 км. Слоистообразные облака (Ns,As) очень похожи по структуре и свойствам, но для As характерна меньшая водность, большая прозрачность, через них просвечиваются небесные светила. Основной признак различия Ns и As зимой - это просвечиваемость светила, а не осадки.

300 км. перед линией фронта - Ns – нижний ярус, большая водность, обложные осадки - идут постоянно, длительное время (9-10 часов)

600 км. перед линией фронта - As – меньшая водность, большая прозрачность, через них просвечиваются небесные светила. Коллоидально-неустойчивые, могут давать осадки, но летом не долетают до земли, испаряются (дождя нет), а зимой - слабый снег

Разорванные облака (могут Fc) – единственные *подфронтальные* (остальные типы облаков в тёплом фронте - надфронтальные). Похожи на «комья серой ваты», которые очень быстро летят над земной поверхностью (нижняя граница может быть ниже 50 м.) В холодном воздухе уровень конденсации ниже, чем в теплом; здесь увеличивается турбулентность, так как холодный воздух «зажат» между тёплым фронтом и землей.

900 км. перед линией фронта - Cs - перисто-слоистые – чисто кристаллические (хорошо просвечиваются, белые), коллоидально устойчивые, т.е. без осадков. Характерный признак – гало.

Главный признак фронта - окончание зоны осадков (фронт должен идти по границе, по самому краю области осадков). Но если фронт размывается, выходит на периферию циклона, осадки могут и не выпадать.

Тёплый сектор – осадки прекращаются/выпадают в морось.

Характерны Sc - слоисто-кучевые облака. Летом, особенно над континентами может быть неустойчивая воздушная масса, тогда в теплом секторе могут выпадать ливневые осадки из Cb.

На холодном фронте и в тылу циклона конвекция и связанные с ней явления усиливаются днем, а в теплом секторе (особенно, в тропическом секторе) ливневые осадки максимум имеют ночью.

Холодный фронт – обрушение холодного воздуха в голове фронта. Резко вытесняет теплый воздух вверх непосредственно перед фронтом. Интенсивный подъем до больших высот приводит к образованию кучево-дождевых облаков, которые дают ливневые осадки.

Ширина зоны осадков холодного фронта составляет 50 – 250 км, а чаще всего 100-150 км, что на порядок меньше зоны осадков тёплого фронта

За холодным фронтом в неустойчивой воздушной массе встречаются отдельные кучево-дождевые облака с ливневыми осадками.

Разницу составляет то, что на холодном фронте осадки образуют гряды и на карте вытянуты четкую линию, а в тылу циклона они образуют ячейки и на карте имеют хаотическое распределение

Холодные фронты более разнообразны, чем тёплые. В тёплых фронтах порядок процессов в 99% случаев одинаков. А холодные фронты бывают двух типов:

1. **Холодный фронт второго рода** возникает, когда фронт перемещается быстро: есть эффект накатывания холодного воздуха и интенсивного вытеснения тёплого (рис.12). Встречается чаще

Холодный фронт первого рода холодный фронт перемещается относительно медленно, часто бывает на периферии циклона или вблизи непосредственно его центра. Холодный воздух перемещается быстрее теплого, как бы подползает под теплый, теплый воздух медленно поднимается по клину холодного (рис.13). Характерны Ns с обложными осадками и Fs под ними.

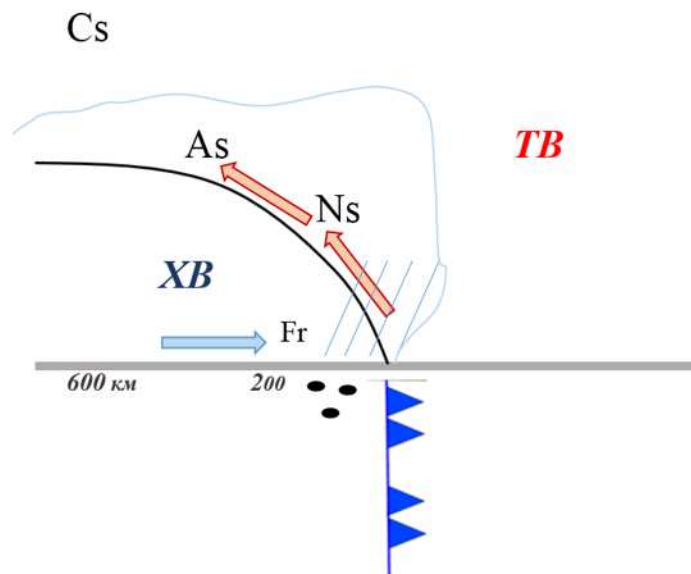


Рисунок 13. Холодный фронт первого рода

Его схема, аналогична теплову фронту, только в зеркальном отражении. Но, в отличие от тёплого фронта, имеет более крутой угол наклона фронтальной поверхности, поэтому его система уже; протяжённость зоны осадков сокращается почти в два раза

В молодом циклоне с теплым центром ближе к центру циклона находятся морсящие осадки; а перед и немного за холодным - ливневые осадки, возможны грозы. В тылу циклона, если нет вторичных фронтов, разбросаны ливневые осадки (рис.14)

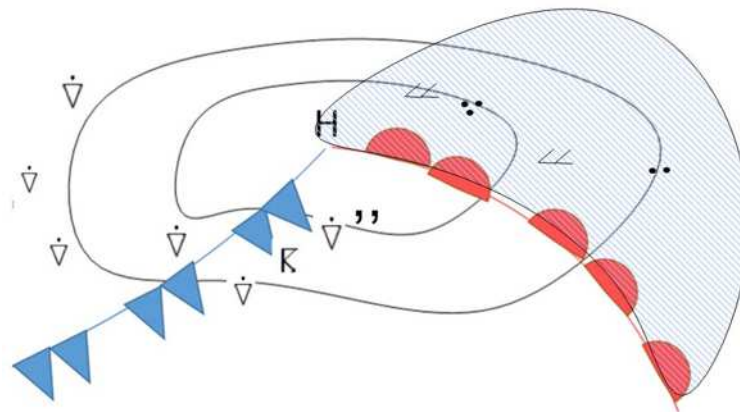


Рисунок 14 Распределение погодных условий в циклоне (закрашена область с обложными осадками)

Даже в европейской России чаще встречаются **окклюдированные системы**:

Этап 1 (рис. 15а). Когда смыкаются фронты, происходит объединение облачных систем конвективные облака холодного и слоистых тёплого фронта. Таким образом, возникает самая мощная по вертикали облачная система и самые интенсивные осадки. Этот момент окклюзии называется **«взрывом циклона»**, когда в центральной части происходит резкая интенсификация осадков.

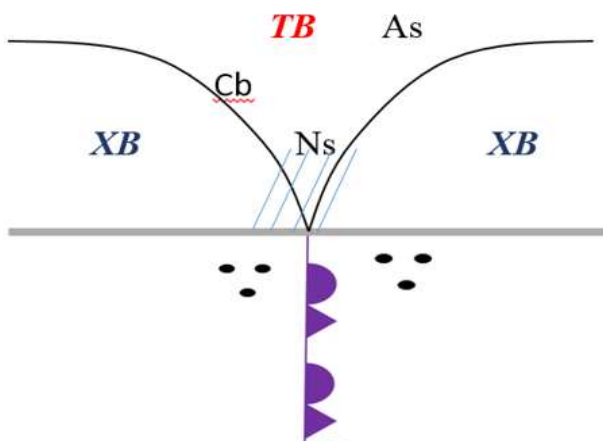
Точка окклюзии – точка, где наблюдается максимальное падение давления и максимальная интенсивность осадков. При перемещении точки окклюзии, перемещается и привязанный к ней максимум осадков.

Характерна **затопленная ячейка конвекции**, когда Сb встречаются в массиве Ns и As. Здесь наблюдается чередование обложных и ливневых осадков. Опасна для авиации.

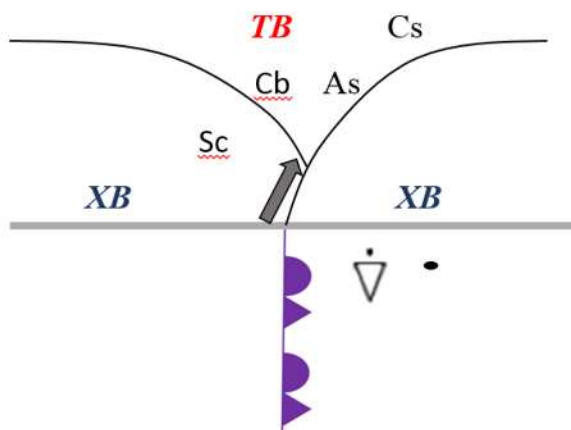
Этап 2 (рис. 15б). По мере эволюции окклюзии точка окклюзии, где соприкасаются 3 воздушные массы, отрывается от поверхности Земли, Нижние границы облаков размываются, исчезают слоисто-дождевые облака, ячейки Сb ослабевают; могут сохраняться отдельные ливни, слабые осадки (рис.. Все осадки уходят в префронтальную зону. В случае окклюзии по типу тёплого фронта, по поверхности окклюзии так же могут развиваться восходящие движения.

Этап 3 (рис. 15в). Последняя стадия, фронт практически размылся, остались перисто-слоистые облака. Проведение фронта на карте не всегда целесообразно

А)



Б)



В)

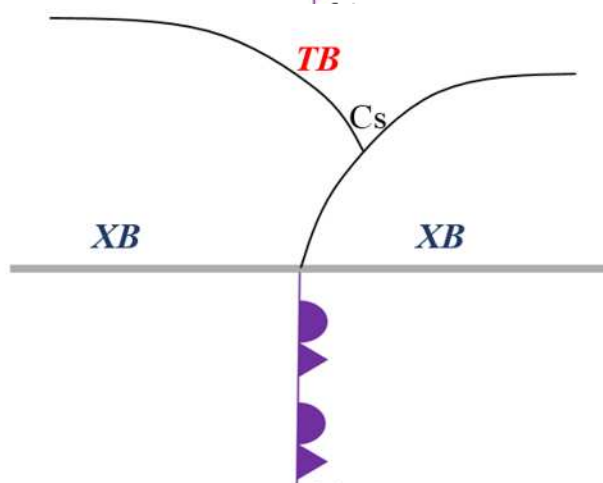


Рисунок 15 Окклюзия (а)- в момент «взрыва циклона; б) по мере эволюции в) последняя стадия

Так же необходимо учитывать следующие нюансы, возможные при размывании фронтов:

А) видоизменяется система облаков: при разрушении облачной системы слоистообразные облака переходят в волнообразные: Ns в Sc, As в Ac (вначале в

плотные, дальше просвечивающиеся). То есть происходит распадение всего массива облаков на отдельные элементы. Последними сохраняются перистые облака

Б) размывание холодного фронта сопровождается усилением суточного хода: ночью прекращают выпадать осадки, а иногда исчезают облака

Фронты в антициклонах

1) Высотная фронтальная зона в антициклоне сохраняется всегда, с ней связаны облака.

Фронт в антициклоне прерывают, если в центральной части антициклона давление высокое (больше 1030 Гпа), нет свидетельств о наличии фронта (осадки, облачности) и эта зона прерыва фронта больше 1000 км.

2) В антициклоне хороши показатель фронта – это максимальной контраст температуры. Особенно хорошо он выражен на южной и западной периферии. Обычно высотная фронтальная зона и приземный фронт расположены на небольшом расстоянии и практически параллельно

Иногда контраст температуры связан с различной облачностью, так как западная половина антициклона более влажная и теплая, а восточная ясная и холодная. Такая ситуация характерна в западной Сибири зимой. Тогда зоны раздела проходят обычно по центру антициклона. Другими словами, граница температуры совпадает с границей между «ясно» и «пасмурно»

3) Размывание фронта по-разному происходит в восточной и западной части антициклона.

В передней части антициклона идет адвекция холодного воздуха.

На западной периферии контрасты температур сохраняется; а на юге наблюдается механизм радиационного баланса: радиационный баланс на юге увеличивается и воздух прогревается, и отличие от более теплой воздушной массы исчезает за счет радиационного прогрева (рис.16).

На восточной периферии (рис.17). идет интенсивная адвекция теплого воздуха, изотермы почти параллельны изобарам. Угол адвекции максимален, когда язык тепла огибает антициклон и захватывает северную периферию. То есть большая часть циклона оказывается захвачена теплым воздухом. Кроме того, антициклон сам по себе прогревается за счет оседания, поэтому фронт исчезает. *Это наиболее частый вариант заброса тепла на север (горизонтальные инверсии тепла, восточная форма циркуляции)*

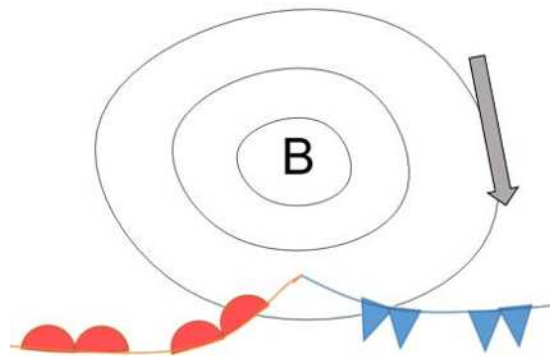


Рисунок 16. Размывание фронта на западной периферии антициклона

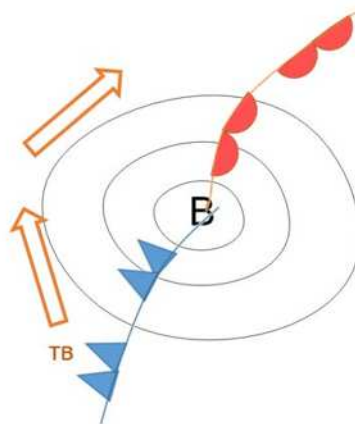


Рисунок 17. Размывание фронта на восточной периферии антициклона

Фронтальные волны

С волной на фронте связаны:

- интенсификация всех процессов (осадков, конвергенции),
- возникновение нового циклона.

Признаки появления фронтальной волны:

1. Изменение поля барических тенденций, оформление замкнутой области падения давления и слабой области роста (рис.18)
2. Изменение системы облаков на спутниковых снимках: утолщение полосы облаков вдоль фронта
3. Наличие замкнутой области повышенных значений на картах влажности (850, 700 гПа)

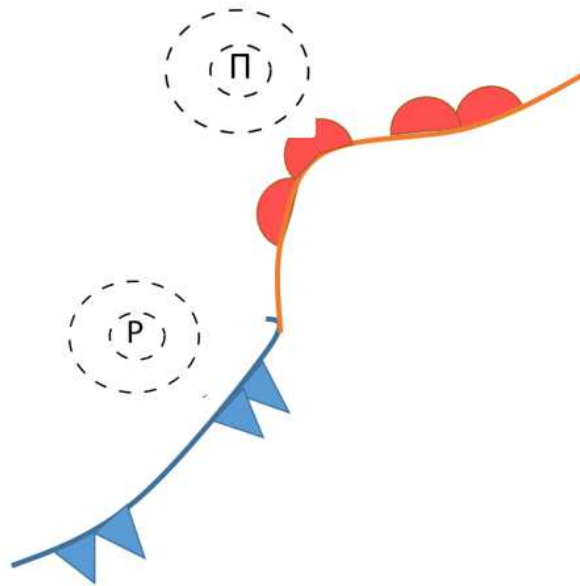


Рисунок 18. Фронтальная волна

Операция согласования

А) согласование с предыдущим положением фронта

По предыдущей карте и карте геопотенциала 850/700 гПа, учитывая ведущий поток, смотрят, куда мог переместиться фронт

Б) согласование с высотными картами

Основной индикатор: поле температуры на высотах, дающее представление о положении высотной фронтальной зоне, которой, за исключением центральной части антициклона, практически всегда соответствует приземный фронт.

Используемые карты:

- OT_{1000}^{500}

- АТ 850 - показывает ситуацию ближе к земле (1,5 км), но есть недостаток – берется одна поверхность

Ищут зоны максимального градиента температур/сгущения изогипс, составляющих минимум 8 градусов или 16 геопотенциальных декаметров на 1000 км (на карте это видно как «4 изолинии»). При определении фронтальной изотермы из этих четырех (или более) изолиний необходимо учитывать, что:

1. максимальный контраст расположен в холодном воздухе, а не на непосредственно фронте
2. возможно найти место, где фронт хорошо выражен на приземной карте

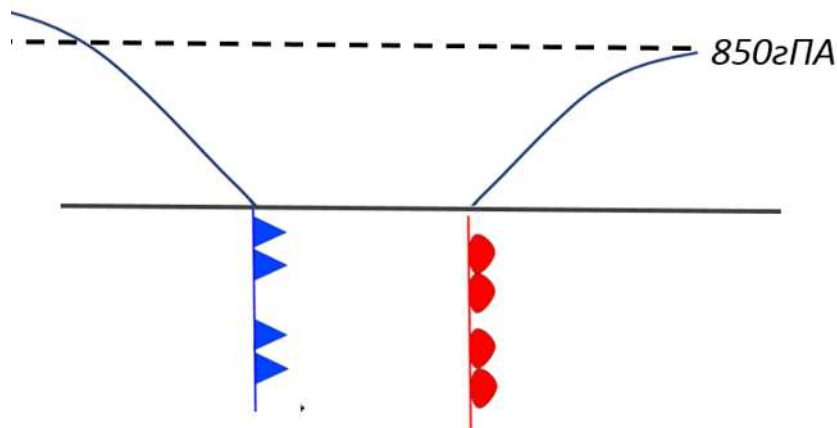


Рисунок 19. Смещение зоны максимального градиента температур относительно фронтальной изотермы

Смещение зоны максимального градиента температур относительно фронтальной изотермы: На АТ 850 максимальны контраст температур в тёплом фронте будет перед фронтом на 100-150 км, а для холодного фронта будет располагаться за фронтом (рис.19).

Соответствие высотной фронтальной зоны приземному фронту:

- Иногда высотная фронтальная зона сливается в единую. В таком случае, нет строгих рекомендаций выделять один фронт или два.
- Фронтальный анализ должен отражать реальную картину, фронты проводят там, где есть реальные признаки на приземной карте. Верхние фронты проводятся очень редко, для специальных задач.
- Если есть признаки по снимкам облаков, но нет на приземной карте, то, скорее всего, фронт не проводится

Восточная фронтальная зона (ВФЗ)– объект планетарного масштаба и опоясывает весь земной шар, а *приземные фронты* – синоптического масштаба (1000 км). Поэтому ВФЗ сплошная, а фронт прерывистый.

Перечисленные признаки никогда не наблюдаются все вместе, но проведение фронта возможно только если есть комплекс признаков. Если только один признак, то, скорее всего, это локальные явления и фронт не проводится.

Лекция 7

Выявление и исправление ошибок на приземной карте

Ошибки можно

А) исправлять,

Б) не учитывать для конкретной станции

Типы ошибок:

1. Систематические

- неисправность прибора

- неправильное определение высоты над уровнем моря станции и другие

Чаще всего, систематические ошибки встречаются в данных о давлении, а зимой –ещё и о влажности.

Легко выявляются, часто встречаются на какой-то одной станции.

Но резкие отклонения давления на какой-то станции не всегда ошибка, а могут быть связаны:

- с мезоявлениями - грозой, шквалом или ливнем, когда давление на короткое время возрастает. Для построения крупномасштабного поля давления, данные этой станции не учитываются

- с рельефом (особенно зимой). Все измерения давления для сопоставимости между собой приводятся к уровню моря по таблицам для средних градиентом температур, в среднем 0,6 градуса на 100 м. Но в реальных условиях градиент может отличаться. Результат будет неправильным, если есть инверсия температур, особенно зимой над снежным покровом, где инверсии мощные и долгоживущие. Обычно такие станции исключаются

2. Случайные

- ошибка наблюдателя (неправильная запись показаний прибора)

- при кодировании

- передача данных

- нанесение на карту

3. Систематические отклонения тех или иных характеристик погоды от показателей соседней станции.

- нерепрезентативность станции, которая могла стать таковой с годами, например, из-за застройки. Это не ошибка, но рекомендуется исключать такую станцию из общего синоптического анализа

Выявление ошибок возможно только в случае резких отклонений, которые противоречат физическим закономерностям процесса

Основной принцип исправления ошибок

Основным приёмом исправления ошибок является **сопоставление данных**:

- А) на соседних станциях, учитывая принцип гладких полей для тех характеристик, для которых они характерны (например, давления)
- Б) текущих и предыдущих сроков на конкретной станции
- В) с другими характеристиками

Отдельные характеристики

- **Атмосферное давление** – чаще всего, бывают просчеты 5-10 ед. в обе стороны при снятии показаний с прибора.

Сопоставляется:

- барическая тенденция в предыдущий и конкретный срок,
- соседние станции с учетом относительно плавного изменения поля давления и местных явлений погоды (грозы, шквалов и ливней).

- **Барическая тенденция** – могут быть ошибки и в знаке, и в значении.

Сопоставление данных давления за предыдущий и текущий срок. Необходимо учитывать возможность резкого изменения барической тенденции при проходе атмосферного фронта.

- **Ветер** – коррекция возможна только для скорости ветра больше 5 м/с.; меньшие скорости могут быть связаны с локальной обстановкой, развитием конвекции

Необходимо учитывать неоднородность поля ветра:

- при грозах, ливнях могут быть шквалы, вызывающие резкие отклонения значениях скорости ветра.
- обособленная локальная циркуляция возникает летом на сильно перегретых участках, когда теплый воздух поднимается вверх, а у земли образуется область разряжения, куда стекается воздух с соседних участков.

- **Температура** – ошибка в знаке чаще встречается из-за неверного кодирования, в значении – из-за неправильного снятия показаний (чаще всего такая ошибка составляет 5^0 или 10^0).

Учесть:

- прохождение атмосферного фронта
- снижение температуры на 5^0 - 10^0 при холодной и штилевой погоде ночью и утром на станциях в понижениях рельефа, низинах, где скапливается холодный воздух, по сравнению с температурой на равнинах и возвышенностях,
- облачность: на станциях, где была ночью облачность, и станциях, где облачность отсутствовала, утренние температуры будут различаться.
- неоднородности подстилающей поверхности:
 - * воды и суши. Разница может быть даже у водохранилищ и озер, например, при сбросе промышленных теплых вод.
 - * ледового покрова

* снежного покрова. Весной такие неоднородности хорошо заметны: на соседних станциях, где есть покров и где отсутствует, может быть разница до 5-10 градусов, ледового покрова,

- **Точка росы** – исправления или отбраковка возможны, только если температура точки росы больше температуры воздуха (кто-то один из них неправильный).

- **Дальность видимости** – корректировка возможна лишь при наличии несоответствия с определением явления погоды. *Например, видимость больше 1 км при тумане, для которого характерна видимость меньше 1 км. по определению*

- **Облачность и погода в срок наблюдения** – исправление или отбраковка возможны при отсутствии соответствия между характеристик.

Например, ливневые осадки не могут выпасть из слоистообразных облаков (но в ячейках конвекции могут выпасть из кучевых, которые замаскированы в массиве слоистых), обложные – не могут из кучево-дождевых.

- **Количество осадков** – проводится соответствие между измеренными осадками и фактом выпадения осадков. Частыми ошибками являются неверный перевод делений стакана в конкретное значения; возможность испарения осадков к моменту наблюдения

Лекция 8
Карты барической топографии: построение и анализ
Типы

1.) АТр– карты абсолютной топографии

(где p – конкретное значение) – это карты высоты данной изобарической поверхности над уровнем моря

Изображаются следующие показатели:

А) Высота изобарической поверхности зависит от:

- распределения давления над уровнем моря
- средней температуры

Приподнятость изобарической поверхности соответствует высокому давлению у земли, прогиб вниз – понижению давления, циклоническому образованию (рис.20).

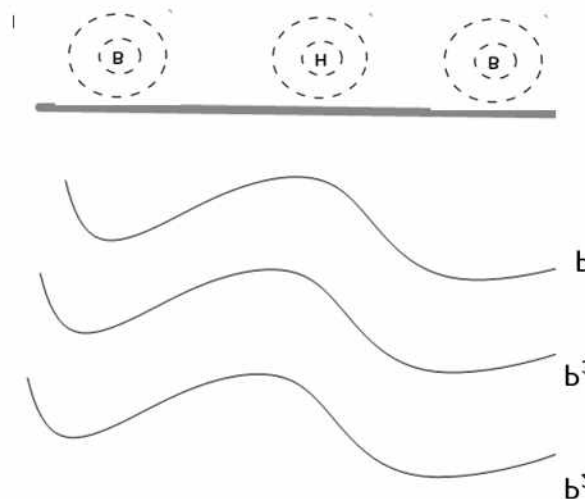


Рисунок 20. Высота изобарической поверхности

Б) Температура

$$\Theta = k_p T_p,$$

где Θ - температура на высотной карте (ближе к потенциальной температуре по сущности)

T_p – потенциальная температура

k_p - коэффициент

В) Дефицит точки росы

Г) Скорость и направления ветра

Таблица 1

Соответствие давления и геометрической высоты

р(гПа)	1000	350	700	500	400	300
Н(км)	0	1,5	3	5	7	9
р(гПа)	200	150	50	30	20	
Н(км)	12	16	20	24	28	

**В умеренных широтах тропосфера простирается до 300 гПа летом – до 150гПа*

В оперативной работе в настоящее время чаще всего используются (табл.1):

- АТ₈₅₀ – фронтальный анализ, выявление положения воздушных масс
- АТ₇₀₀ – карта ведущего потока для менее мощных по вертикали образований с высоток 1-2 км
- АТ₅₀₀ – карта ведущего потока для более мощных по вертикали образований с высотой свыше 3 км

В качестве карт ведущего потока могут использоваться АТ₅₀₀ и АТ₇₀₀, потому что барические образования могут иметь разную мощность)

- АТ₄₀₀, АТ₃₀₀, АТ₂₀₀, АТ₁₀₀ – используются, в основном, для авиации, поэтому основной выделяемой характеристикой являются струйные течения;
- АТ50 - стратосферная карта – циркуляционная ситуация в атмосфере.

2.) ОТ - Карты относительной топографии

ОТ_{P₁^{P₂}} – распределение превышения одной изобарической поверхности над другой (толщины слоя между изобарическими поверхностями (рис.21))

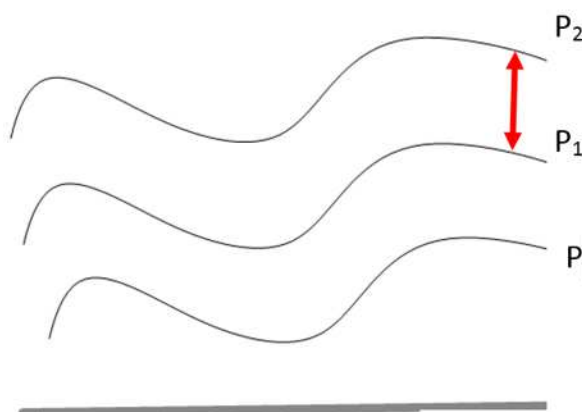


Рисунок 21. Изобарические поверхности в картах ОТ

Скорость падения давления с высотой зависит от температуры, поэтому толщина слоя определяется только температуры слоя (2). Поэтому карты относительной топографии эквивалентны картам распределения температуры слоя. Их используют как термическую карту для определения воздушных карт и атмосферных фронтов

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \sim \frac{1}{T}$$

Радиозонд измеряет температуру, давление и относительную влажность. Для вычисления высоты изобарической поверхности **применяется барометрическая формула геопотенциала**, где учитывается уравнение статики и уравнение геопотенциала

Геопотенциал – работа(сила), необходимая для поднятия единица массы от поверхности высоты до заданной высоты. Условно на поверхности земли геопотенциал равен 0. Математически записанное определение геопотенциала:

$$d\Phi = g dz$$
$$\int_{z_1}^{z_2} d\Phi = \int_{z_1}^{z_2} g dz$$

Абсолютный геопотенциал Φ составляет:

$$\Phi = \int_0^z g dz$$

Относительный геопотенциал:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \delta\Phi = g\delta z$$

Вводим геопотенциальную высоту δH :

$$\delta\Phi/9,8 = \delta\Phi/g_0 = \delta H,$$

где g_0 – среднее ускорение свободного падения

g - ускорение свободного падения на данной широте

$$\delta H = \frac{g}{g_0} \delta z \approx \delta z$$

$[\delta H] = \text{Н} \cdot \text{м}^2/\text{с}^2$ (так как здесь $g_0 = 9,8$ является безразмерной скалярной константой)

До высот 20 км отличия g от g_0 настолько небольшие, что ими можно пренебречь и геопотенциальную высоту по сути равна геометрической высоте.

Барометрическая формула:

Уравнение статики подставляем в выражения для геопотенциала:

$$dp = -g\rho dz = -\rho d\Phi$$

Уравнение состояния $\rho = P/RT$

$$d\Phi = -dp/\rho = -(RT/p)dp$$

$$-(RT/p)dp = -RT(dp/p) = -RTd\ln p$$

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{p_1}^{p_2} RT d\ln p$$

Барометрическая формула для относительного геопотенциала:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = 287 \overline{T}_v \ln \frac{p_1}{p_2},$$

где $\overline{T}_v$ – средняя виртуальная температура слоя

Переходим к геопотенциальной высоте:

$$(\Phi_2 - \Phi_1)/9,8 = H_2 - H_1$$

Барометрическая формула для геопотенциальной высоты:

$$H_{p_1}^{p_2} = 6,74 \overline{T}_v \lg \frac{p_1}{p_2}$$

Если стандартные изобарические поверхности, то логарифм – тоже становится константой:

$$H_{p_1}^{p_2} = a \overline{T}_v$$

Для часто используемых карт (для наших масштабов виртуальной температурой можно пренебречь):

$$H_{1000}^{500} = 2,029 \overline{T}_v \approx 2 \overline{T}$$

$$H_{1000}^{850} = 0,476 \overline{T}_v \approx 0,5 \overline{T}$$

$$H_{1000}^{700} = 1,045 \overline{T}_v \approx \overline{T}$$

Именно поэтому на карте H_{1000}^{500} изолинии относительно геопотенциальной высоты проводятся через 4 декаметра (так как $4^0\text{C} / 2 = 2^0\text{C}$, а на картах 850 и 700 изолинии проводятся как раз через 2^0C)

Формула абсолютной геопотенциальной высоты:

$$H_p = H_{1000}^p + H_{1000} = H_{1000}^p + h(p_0 - 1000) = 6,74 \overline{T} \lg \frac{1000}{p} + h(p_0 - 1000),$$

где h – геопотенциальная (динамическая) барическая степень

$$[h] = \text{гПа} / \text{гп.м}^3$$

Из закона статики:

$$h \sim T.$$

Для необходимой нам точности обычно используются следующие интервалы:

$$t = -150\text{C} \dots +150\text{C}: h = 0,8 \text{ гпдкм/гПа}^4$$

$$t < -150\text{C}: h = 0,7 \text{ гпдкм/гПа}$$

$$t > +150\text{C} \dots +150\text{C}: h = 0,9 \text{ гпдкм/гПа}$$

³ гп.м – геопотенциальные метры

⁴ гпдкм – геопотенциальные декаметры

3.) **Термобарические карты** - комбинированные (ОТ + АТ). Чаще всего применяются для оценки характера и знака адвекции

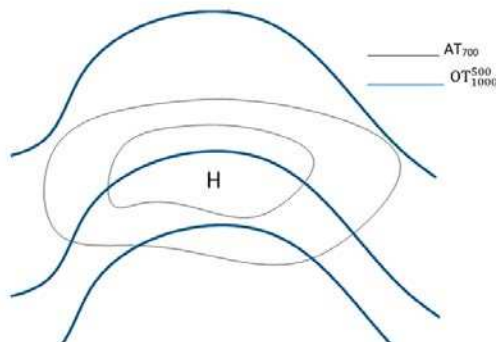


Рисунок 22. Термобарическая карта

Чаще всего объединяют АТ₇₀₀ (3 км) и ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ (нижний пятикилометровый слой). Ситуация на карте АТ₇₀₀ находится в середине слоя ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰, то есть воздушная масса нижнего пятикилометрового слоя будет переноситься воздушным потоком на 700гПа.

По углу между изогипсами ОТ и АТ можно определить характер адвекции(рис.23)

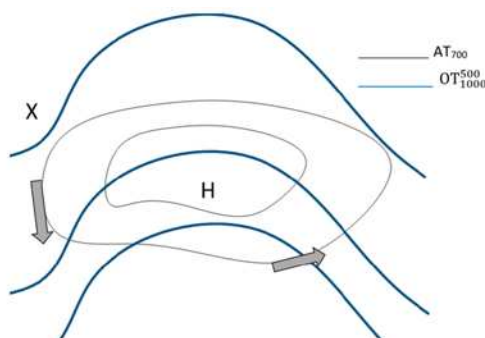


Рисунок 23. Определение угла адвекции по термобарической карте

Лекция 9 - Выявление и исправление ошибок на высотных картах

Чаще всего встречаются следующие виды ошибок:

- случайные,
- измерений (радиозондирования),
- кодирования и передачи данных,
- неправильное вычисление высот изобарических областей (почти исключено для компьютерной обработки),
- нанесения (почти исключено для компьютерной обработки).

Проблема корректировки данных аэрологических наблюдений заключается в большом расстоянии между аэрологическими станциями. Поэтому сопоставление с соседними станциями не всегда удачно.

Приёмы для конкретных величин

Геопотенциальной высоты:

1. Анализ соответствия изменений абсолютной/относительной геопотенциальной высоты с характером адвекции и эволюции термических гребней и ложбин.

Сопоставляется несколько последовательных карт. Адвекции холода соответствует уменьшение толщины слоя ОТ, адвекции тепла – увеличение толщины слоя ОТ. Если этого не прослеживается или прослеживается обратная ситуация, то наблюдается ошибка.

2. Сопоставление данных радиозонда с картой относительной или абсолютной топографии.

Определяется по аэрологической диаграмме. Согласование карт абсолютной топографии, относительной топографии и приземной – должна соблюдаться формула абсолютной геопотенциальной высоты:

$$H_p = H_{1000}^p + h(p_0 - 1000)$$

Температура и дефицит точки росы:

Для этих величин возможны только качественные сравнения с физическим процессом. Так, если приближается более теплая воздушная масса, температура должна расти и точка росы должна расти, и наоборот. Так как адвекцию можно оценить не по одной станции, то её характер можно определить уверенно, и ошибка заключается именно в данных температуры и точки росы.

Закономерность распределения высотных полей давления и температуры:

А) Существуют относительно однородные зоны, соответствующие воздушным массам; и наблюдаются зоны сгущения изотерм и изогипс, соответствующие высотным фронтальным зонам. Поэтому маловероятно возникновение зоны сгущения изотерм, изогипс посреди воздушной массы. Локальные факторы, подстилающая поверхность и её рельеф здесь уже не влияют.

Б) С высотой барическое поле подстраивается под термическое.

Начиная с высоты 500 гПа высотные фронтальные зоны практически совпадают и в поле температуры, и в поле давления. Ниже 5 км. возможны расхождения

Лекция 9-10 - Аэрологические диаграммы

Аэрологические диаграммы – это адиабатные диаграммы, специально приспособленные для обработки данных аэрологического зондирования и определения условий атмосферной стратификации

Основное назначение аэрологических диаграмм - термодинамический анализ.

В соответствии со стандартами и рекомендации Всемирной метеорологической организации сейчас используют 3 бланка аэрологических диаграмм:

1. **АДКТ** - аэрологические диаграмма косоугольная теплая

Оси: $T = -25 \dots +40$ гр.Ц, $p = 1050 - 100$ гПА

2. **АДКХ** - аэрологические диаграмма косоугольная холодная

Оси: $T = -55 \dots +10$ гр.Ц, $p = 1050 - 100$ гПА

Применение АДКТ либо АДКХ определено сезонами

Косоугольные диаграммы из-за их большей точности применяют для анализа стратификации, термодинамического анализа.

3. **АДП** – аэрологическая диаграмма прямоугольная

Оси: $T = -80 \dots +40$ гр.Ц, $p = 1050 - 10$ гПА (включает стратосферу)

Предназначена для температурно-ветрового анализа.

Все бланки (АДКТ, АДКХ, АДП) имеют одинаковые координаты по Ох и Оу: $X = T$, $y = p^{0,286}$

Работа с бланками аэрологических диаграмм

Стандартная атмосфера – это условное вертикальное распределение температуры, давления и плотности, представляющее собой некоторую стандартную стратификацию атмосферы, репрезентативную для средних годовых условий для всего земного шара.

Изображается *жирной коричневой линией, подписанной СА-64* («Стандартная атмосфера, принятая в 1964 году»).

Принята всеми странами как средние условия:

– На уровне моря: $p_0 = 1013,5$ гПа, $T_0 = 15^\circ\text{C}$

– До высоты $h = 11$ км : градиент $\frac{\partial T}{\partial z} = -6,5$ °C/км

– До $h = 25$ км: изотермия $\frac{\partial T}{\partial z} = 0$ °C/км

Назначение стандартной атмосферы:

– основание для калибровки альтиметров,

– расчёт летных характеристик при проектировании самолетов, ракетной техники,

– построение баллистических таблиц.

На косоугольных диаграммах (АДКТ) (на АДКХ отличаются лишь интервалы):

- **Изотермы** – коричневые прямые линии, наклоненные вправо. Проведены через 1 °К, жирные – через 10 °К. Подписаны около поверхности 1050, 450, верхнего среза.
- **Изобары** – коричневые горизонтальные линии. Проведены через 10 гПа, а по левому и правому краю есть штрихи, обозначающие деление через 5 гПа. Обозначение давления подписаны через каждые 50 гПа по левому, правому краю и вдоль стандартной атмосферы.
- **Сухие адиабаты** – коричневые прямые линии, наклоненные влево. Соответствующие им значения потенциальной температуры указаны через каждый 5°С.
- **Влажные адиабаты** – зеленые изогнутые штриховые линии, наклоненные влево. Подписаны значения псевдопотенциальной температуры в °К, потенциальная температура смоченного термометра - в °С
- **Изограммы** – «равные точки росы» - тонкие зеленые линии, наклонённые вправо. Показывают отношение смеси в интервале 0,02-45 гр/кг на АДКТ, 0,01-7гр/кг на АДКХ. Подписаны в районе давления 650 гПа. и у верхнего края.
- **Шкала поправок на виртуальную температуру** – зеленые точки в районе 900,720 и 520 гПа. Подписана величина виртуальной добавки, °С.
- **Шкала расстояний между основными изобарическими поверхностями** – коричневые вертикальные штрихи, нанесенные для каждого слоя приблизительно в середине слоя. Значения обозначают толщину слоя в геопотенциальных декаметрах.
- **Шкала энергии неустойчивости** – какую энергию надо затратить, что бы поднять массу в 1кг на соответствующую высоту, Дж/см². Крайняя левая шкала.
- **Геометрические высоты** в км – крайняя правая шкала.

На прямоугольной диаграмме:

- Изотермы - вертикальные коричневые
- Изобары – горизонтальные коричневые
- Сухие адиабаты – прямые, коричневые, наклонены влево
- Влажные адиабаты – зеленые, пунктирные, изогнуты
- Изограммы– прямые, зеленые, наклонены влево
- Номограмма определения относительной влажности по температуры воздуха и дефициту точки росы - находится сверху
- Дополнительный столбик данных о ветре находится слева

Операции с помощью АД

1. Построение кривой стратификации и депеграммы (рис.24):

- **Кривая стратификации по данным радиозондирования** – рисуется красным цветом, точки с данными обозначаются треугольниками. Наносятся основные изобарические поверхности и особые точки (начало и конец инверсии)

- Денеграмма - кривая температуры точки росы – штриховая черная линия, точки квадратами

1. 1. Построение **кривой стратификации за предыдущие сутки** (штриховая красная линия) с целью выявления слоев понижения/повышения температуры. При этом важно сравнивать соответствующие промежутки времени: день-день и ночь-ночь.

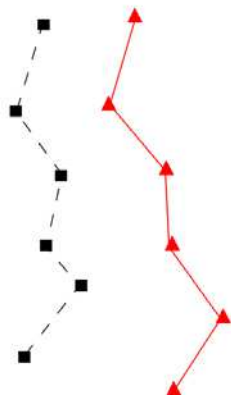


Рисунок 24. Кривая стратификации (справа) и денеграмма (слева)

2.Определение уровня конденсации, уровня конвекции и построение кривой состояния

2.1. **Уровень конденсации** – уровень, на котором поднимающаяся частица ненасыщенного влажного воздуха достигает состояния насыщения

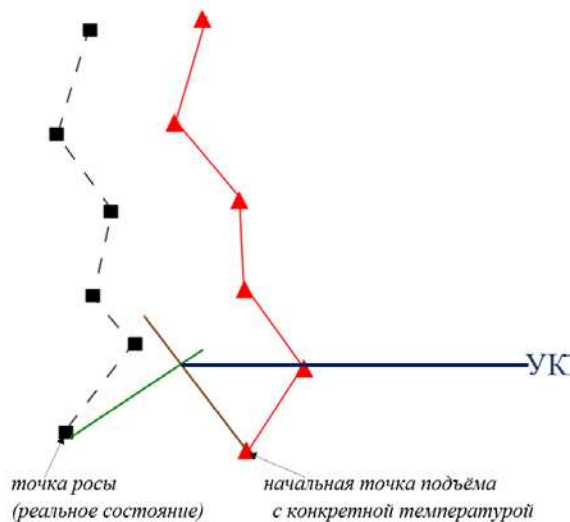


Рисунок 25. Нахождение уровня конденсации

Находится следующим образом (рис.25):

А) Так как в поднимающейся частице температура меняется по сухоадиабатическому закону, то наносим *сухую адиабату* (коричневая линия) из начальной точки подъёма с конкретной температурой

Б) Проводим *изограмму*, проходящую через данную точку. Так как скорость достижения частицей состояния насыщения зависит от влагосодержания, реальное состояние которого показывается точкой росы, а постоянное влагосодержание показывают изограммы.

В) Там, где пересекутся, и будет *уровень конденсации* (прямая сплошная синяя линия, обозначенная УК)

Так же уровень конденсации можно посчитать по формуле

$$Z_k = 122 \cdot (t_0 - \tau_0),$$

где t_0 - температура

τ_0 – температура точки росы

2.2. Кривая состояния показывает как изменяется температура в поднимающемся объеме воздуха.

Проводится через начальную точку подъёма до уровня конденсации параллельно сухой адиабате, а затем – параллельно влажной адиабате (рис.26а). Если есть приземная инверсия (в слое инверсии подъёма быть не может) кривая состояния строится от верхней границы инверсии (рис. 26б)

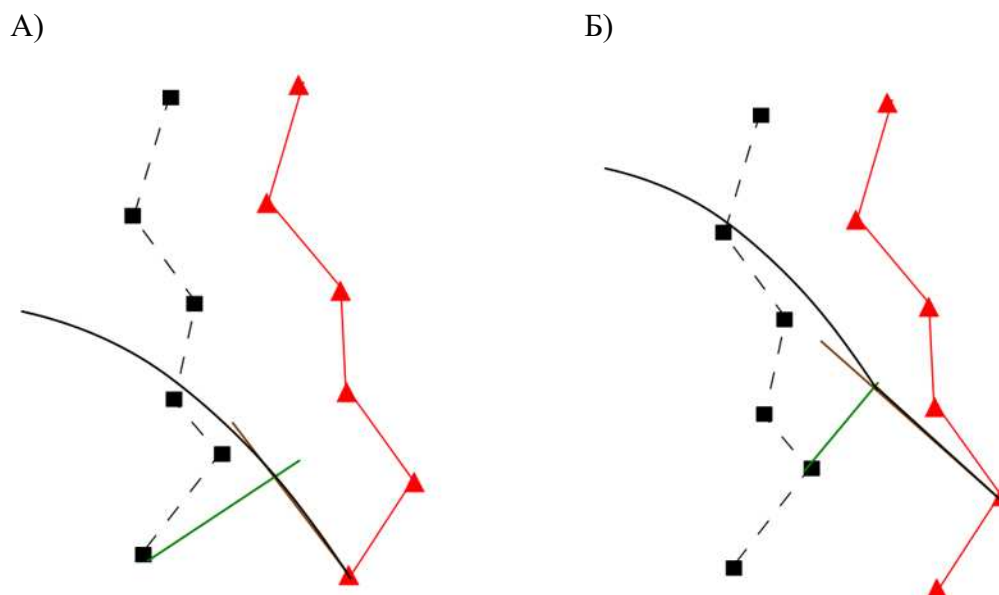


Рисунок 26. Построение кривой состояния (слева) и построение кривой состояния в случае приземной инверсии (справа)

Кривая состояния строится простым карандашом, но в компьютерных программах её цвет зачастую ярко-салатный.

2.3. **Уровень конвекции** (красная волнистая линия) – уровень, на котором температура восходящего воздуха выравнивается с температурой окружающего воздуха (рис.27)

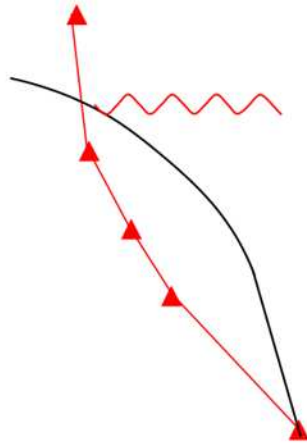


Рисунок 27. Построения уровня конвекции

3. Выделение площадей **положительной** (красным цветом; температура частицы больше температуры окружающей среды, есть энергия для подъема частицы) и **отрицательной** (синим, температура частицы меньше температуры окружающей среды, частица опускается) **энергии неустойчивости**

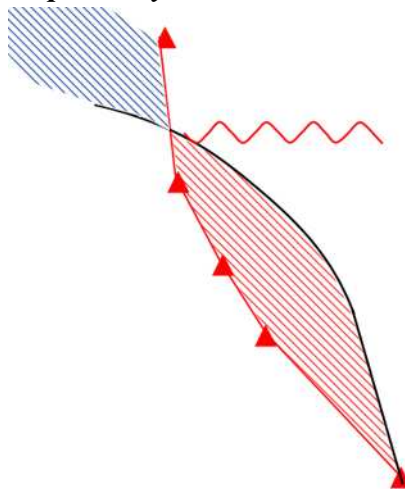


Рисунок 28. Выделение площадей положительной и отрицательной энергии неустойчивости

Уравнение ускорения конвекции:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_a}{T_a}$$

где T_i – температура частицы

T_a – температура окружающей среды

4.Определение величин отношения смеси (Q) и удельной влажности (R или S)

Различия между ними составляют всего лишь несколько процентов и при точности аэрологической диаграммы различиями можно пренебречь

$$Q \sim R$$

Отношение смеси определяется по изограмме, которая проходит через кривую точки росы

Так как, максимально возможное насыщение зависит от температуры, то что бы найти максимально возможное насыщение воздуха, необходимо взять изограмму, проходящую через кривую стратификацию

5.Определение температуры точки росы и относительной влажности

Относительная влажность

Расчетный способ:

$$f = \frac{r}{r_m} 100\%,$$

где r - изограмма, проходящая через точку росы

r_m - изограмма, проходящая через кривую стратификацию

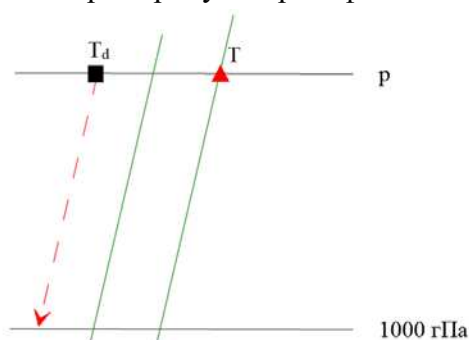


Рисунок 29-а

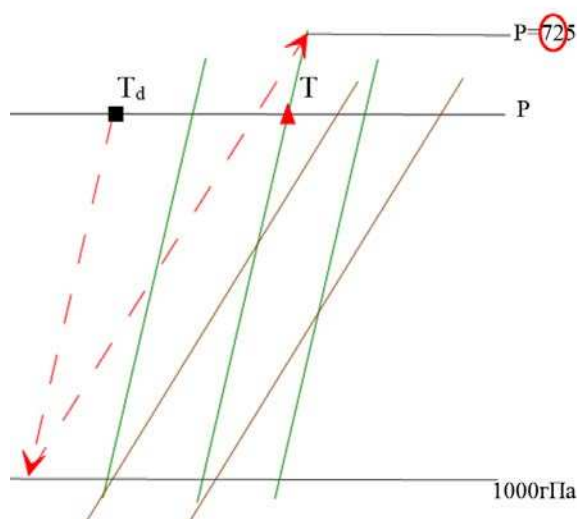


Рисунок 29. Определение относительной влажности (черный квадрат – температура точки росы, красный треугольник – температура атмосферы)

Графический способ (рис.29):

1. От точки, лежащей на дегепграмме, параллельно изограмме опускаемся до уровня 1000 гПа (рис.29-а)
2. Отсюда, параллельно ближайшей изотерме, поднимаемся до изограммы, проходящей через кривую стратификацию и находим их пересечение.
3. Находим давление на этом уровне и берем от него первые 2 цифры – это и будет относительная влажность

Для прямоугольных АД относительную влажность также можно определять по номограмме.

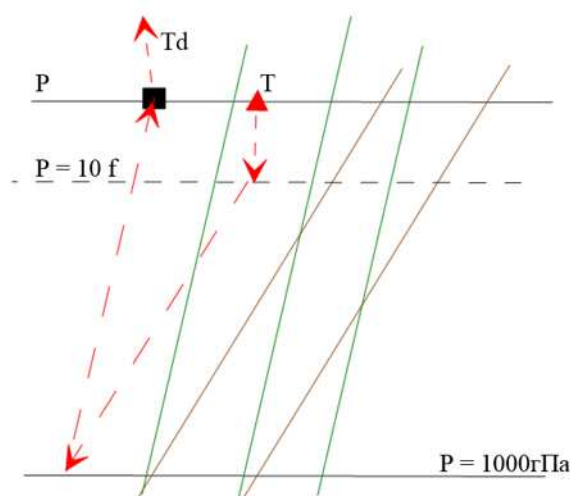


Рисунок 30. Определение точки росы

Определение **точки росы** по значениям давления, температуры и относительной влажности (полезно для работы с чистыми данными радиозонда, который не определяет точку росы).

Расчетный способ:

$$r = r_m * f$$

Графический способ (рис.30):

1. На пересечении давления и изограммы r по изотермам определяем температуру точки росы.
2. Опускаемся до уровня давления $= 10 f$,
3. По изотерме – до 1000 гПа
4. По изограмме – до уровня P . Температура в этой точке и будет температурой точки росы

6. Определение виртуальной температуры

Виртуальная температура – условная температура влажного воздуха при заданном давлении до которой нужно нагреть сухой воздух, что бы он имел ту же плотность, что и влажный с температурой T , давлением P и парциальным давлением E

$$T_v = T * (1 + 0,377 * E / P)$$

Нужна для определения геопотенциальной высоты

По значениям температуры воздуха и температуры точки росы можно определить **виртуальный добавок**: от точки температуры росы параллельно изограмме нужно опуститься до ближайшей шкалы виртуальных добавков. Это значение добавляем к температуре – получаем виртуальную температуру

7.) Вычисление превышения одной изобарической поверхности над другой.

Используется барометрическая формула для геопотенциальной высоты:

$$H_{p_1}^{p_2} = 6,74 \overline{T_v} \lg \frac{p_1}{p_2}$$

Задача:

Условие (рис.31)

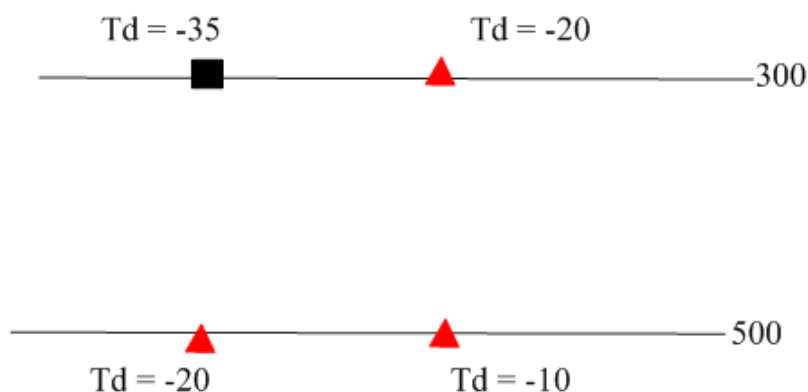


Рисунок 31. Условия задачи «Вычисление превышения одной изобарической поверхности над другой»

Решение:

1. Определить среднюю виртуальную температуру в середине слоя
2. Нанести эту температуру и температуру точки росы на средний уровень (вспомогательная операция) (рис.32)

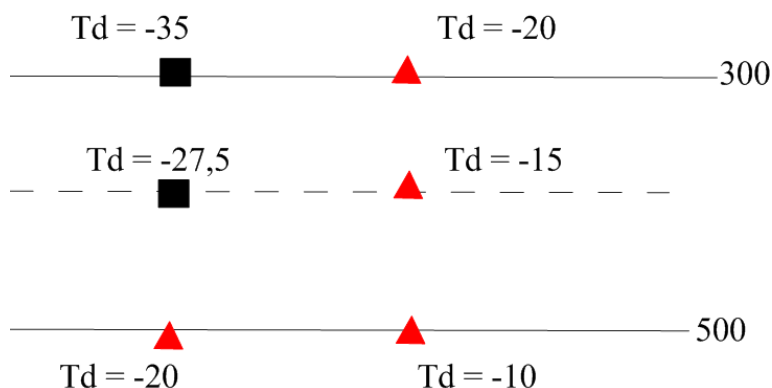


Рисунок 32. Решение задачи «Вычисление превышения одной изобарической поверхности над другой»

3. Определяем виртуальный добавок по изограмме, проходящей через нанесенную точку росы
4. Ищем/интерполируем значение шкалы толщины (коричневого штриха на карте), приходящегося на виртуальный добавок

Ответ: $H_{500}^{300} = 387$ гПдкм

По аэрологической диаграмме считается послойно.

Например, $H_{1000}^{500} = H_{1000}^{850} + H_{850}^{700} + H_{700}^{500}$

5. Определение абсолютного геопотенциала

$$H_{1000} = H_{1000} + H_{1000}^{100} = h(p_0 - 1000)$$

(барическая ступень, зависящая от приземной температуры

Где p_0 – давление в точке подъема

Далее вычисляем толщины слоев послойно

$$H_{1000}^{850} + H_{850}^{700} + H_{700}^{500} + H_{500}^{300} + H_{300}^{200} + H_{200}^{100}$$

8. Определение температур:

- **Потенциальная температура** – это температура, которую примет воздух, если его с данного уровня сухоадиабатически опустить до 1000 гПа

Способы определения:

1. От заданной температуры на данном уровне опускаются параллельно по сухой адиабате до 1000 гПа
2. По подписи сухой адиабаты, проходящей через заданную точку (подпись располагается вдоль изотермы -30°C)

- **Псевдопотенциальная температура** – температура, которую примет частица, если её после псевдоадиабатического подъёма (по влажной адиабате) до полной конденсации водяного пара сухоадиабатически опустить до 1000гПа

Способы определения:

1. Графически: Есть начальная точка подъёма. Определить уровень конденсации, до него – по сухой адиабате, от уровня конденсации до конца (до верха) – по влажной адиабате, вниз – по сухой адиабате. Получившаяся температура и будет псевдопотенциальной (*сложно и так на практике не делают*)

2. По подписи на влажной адиабате, °K:

Определяем уровень конденсации для текущего состояния атмосферы от земли или от заданного уровня – точка пересечения сухой адиабаты, проведенной из температуры, и изограммы, проведенной из точки росы. Подпись на влажной адиабате в градусах Кельвина, проходящей через данную точку, и будет значением псевдопотенциальной температуры; а в градусах Цельсия – значением потенциальной температуры смоченного термометра.

- **Потенциальная температура смоченного термометра** – температура, которую примет частица, если её влажноадиабатически опустить с уровня конденсации до 1000 гПА.

Нанесение дополнительных сведений о погоде на АД

Фронтальные слои

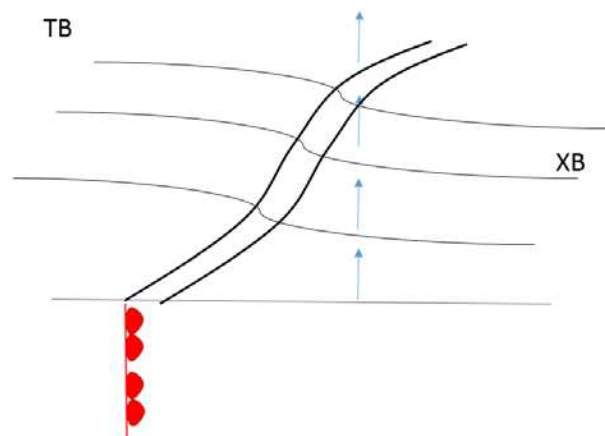


Рисунок 33. Скачок температур при пересечении фронта

Пусть радиозонд поднимается в точке перед теплым фронтом. Тогда на фронте будет скачок температур (изгиб изотерм на рис. 33). При пересечении фронта температура будет расти.

Фронтальный слой выделяется цветными горизонтальными линиями: теплый фронт – красными, холодный – синими. Линии пересекают кривую стратификации на верхней и нижней границе фронтального слоя, рядом отмечается толщина фронтального слоя в метрах и указывается скачок температуры. Если не инверсия, то указывается минус (рис.34).

А)

Б)

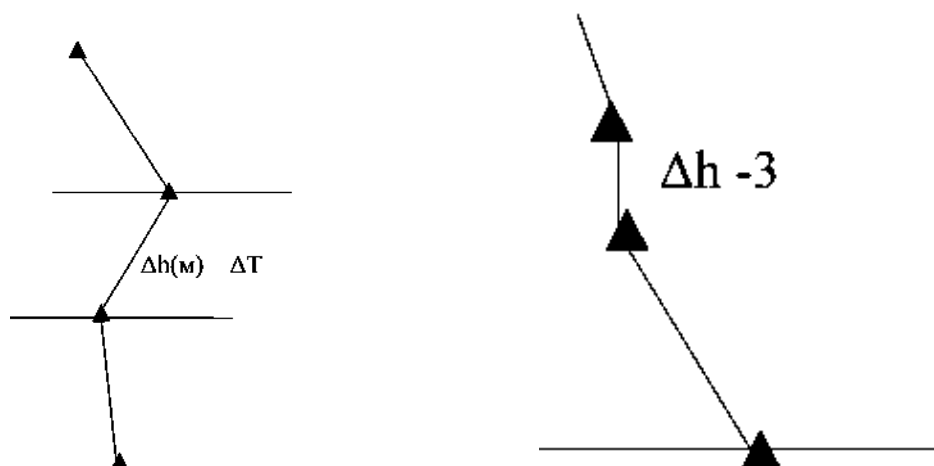


Рисунок 34. Обозначение фронтального слоя на АД
а) в случае инверсии б) отсутствие инверсии

Слои инверсии, не связанные с фронтом

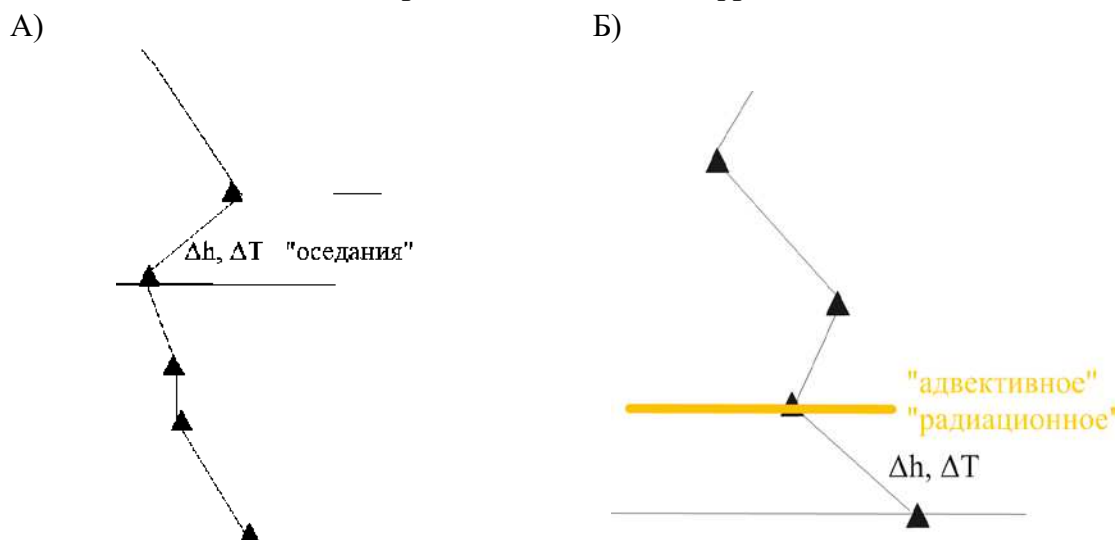


Рисунок 35. Обозначение на АД слоя инверсии, несвязанной с фронтом
а) в свободной атмосфере б) начинающихся от поверхности земли

Границы инверсий **оседания в свободной атмосфере**, обозначаются линией черного цвета, рядом отмечается толщина фронтального слоя в метрах и указывается скачок температуры, подписывается «оседание» (рис.35а)

Инверсии, **начинающиеся от поверхности земли**, - верхняя граница выделяется желтой линией, рядом отмечается толщина фронтального слоя в метрах и указывается скачок температуры, подписывается тип:

- «радиационное» – радиационное выхолаживание (характерно для ночи или зимы),
- «адвективное» – вторжение тепло воздушной массы на холодную поверхность (рис.35б).

Инверсия, **соответствующая тропопаузе**: коричневым цветом выделяется граница тропопаузы, указывается высота в метрах уровня тропопаузы и температура в Ц на этом уровне (рис.36).

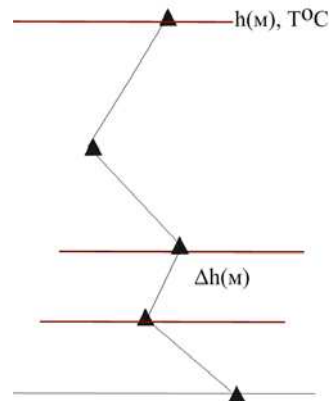


Рисунок 36. Обозначение на АД слоя инверсии, соответствующей тропопаузе

Уровни, где температура воздуха достигает 0, -10, -20 °C отмечаются горизонтальными отрезками красного цвета, пересекающими кривую стратификации и подписывается соответствующее значение.

Их смысл:

- 0°C – граница появления переохлажденных капель;
- 10°C – среднее значение порога появления ледяных кристаллов (помимо переохлажденных капель). При этом кристаллы могут образоваться и на данной высоте, и засеиваться из верхних слоев. С этого момента облако становится коллоидально неустойчивым и может давать осадки;
- 20°C – среднее значение порога исчезновения капель, то есть облако состоит только из ледяных кристаллов и снова становится коллоидально устойчивым.

По визуальным наблюдениям с самолетов выделяются **слои облаков** – синими волнистыми линиями слева от кривой стратификации, заштриховываются и подписывается тип облаков (рис.37)

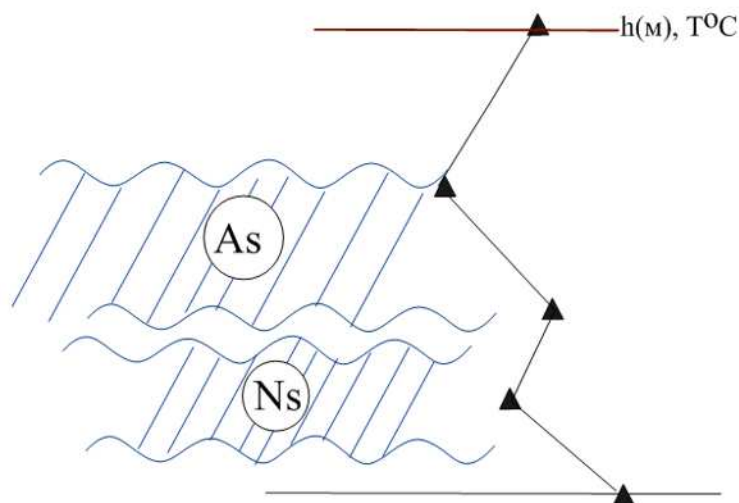


Рисунок 37. Обозначение на АД слоёв облаков

Зона осадков — волнистая зеленая линия, вертикальные штрихи и значком оказывается тип (рис.38).

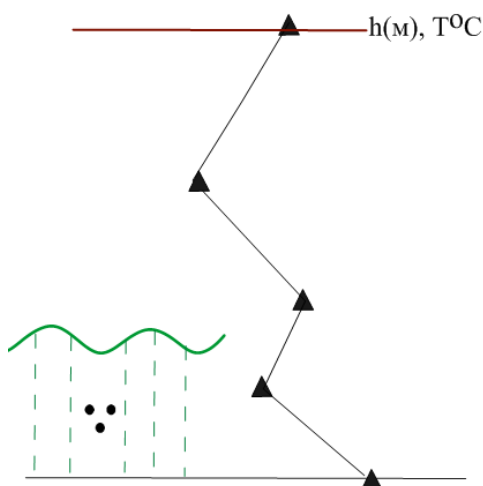


Рисунок 38. Обозначение на АД зоны осадков

Зона обледенения — отложения льда на внешних поверхностях летательных аппаратов. Возникает, как правило, в переохлаждённых водяных или смешанных облаках при диапазоне температур от -3 до $-12^{\circ}C$.. Чаще всего, наблюдается в умеренных широтах в переходные сезоны

Выделяется красными линиями справа от прямой стратификации, указывается значок обледенения и степень интенсивности (рис.39)

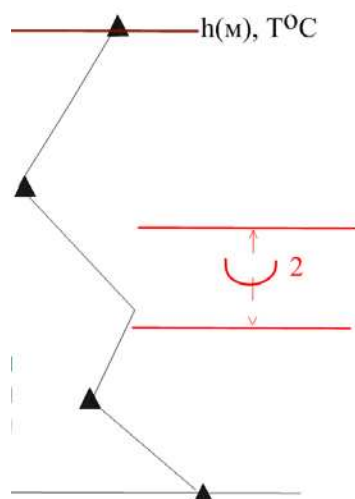


Рисунок 39. Обозначение на АД зоны обледенения

Слой болтанки чаще всего возникает на холодных фронтах или при турбулентности ясного неба в зонах струйных течений. Обозначается аналогичным зоне обледенения образом (рис. 40, где значок умеренной болтанки)

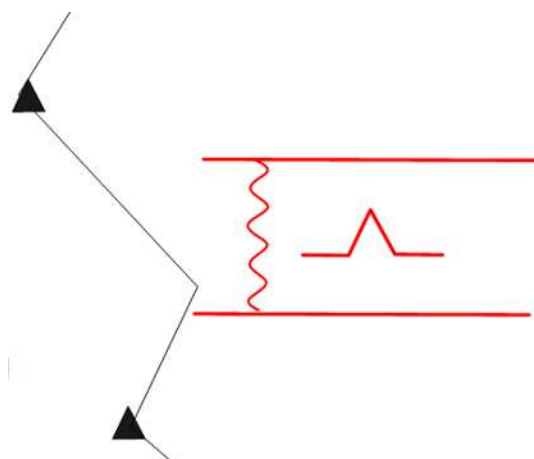


Рисунок 40. Обозначение на АД слоя болтанки (умеренной)

Слой тумана обозначается штриховкой желтого цвета, ставится значок тумана и его интенсивность

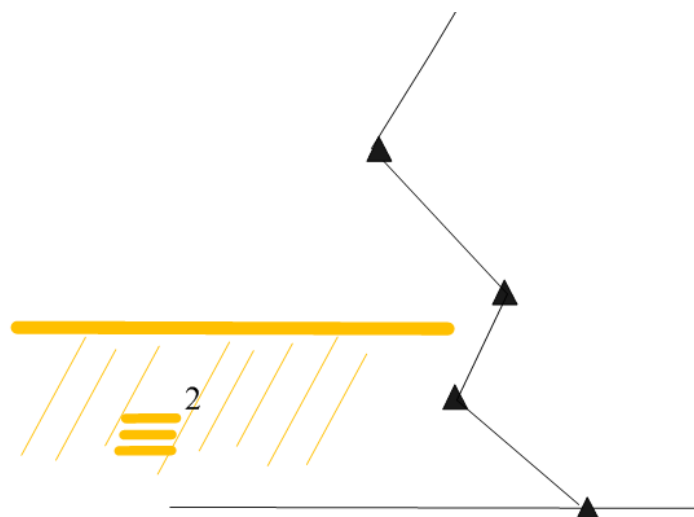


Рисунок 41. Обозначение на АД слоя тумана

Лекция 11-12 Некоторые аспекты анализа синоптических метеополей

В синоптической метеорологии, как правило, используются допущения, применимые для крупномасштабных процессов.

Крупномасштабные процессы – это те движения, на которые существенное влияние оказывает движение Земли

Характерные масштабы крупномасштабных процессов:

- $L \sim 1000$ км - характерный пространственный горизонтальный масштаб движения.

В синоптике это масштаб расстояния между барическим гребнем и барической ложбиной, в умеренных широтах составляющий порядка 1000 км:

- $U \sim 10$ м/с – характерный масштаб скорости ветра;
- L/u - характерное время.

В качестве характеристики движения Земли часто используется число Россби. Что бы на движение с характерным временем L/u успело подействовать вращение Земли, в частности, сработал эффект Кориолиса, необходимо, что бы время перемещения было существенно больше периода вращения Земли. Другими словами, число Россби много меньше 1:

$$Ro = U/fL \ll 1$$

$$L/u \gg f^{-1}$$

где $f = 2 \cdot \omega \cdot \sin \phi$ - параметр Кориолиса,

где ω - угловая скорость вращения Земли

ϕ - географическая широта

Таким образом, географическая широта влияет на число Россби влияет через параметр Кориолиса, составляющий $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ в умеренных широтах и $f = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ в тропиках. Поэтому горизонтальный масштаб процессов, которые могут считаться крупномасштабными в тропиках и в полярных широтах будут отличаться на порядок. Процессы синоптического масштаба (то есть порядка 1000 км) будут являться крупномасштабными в умеренных широтах, а в тропиках крупномасштабными могут называться только процессы планетарного размера, сравнимые с длиной экватора (порядок 10000 км).

Понятие «крупномасштабный процесс» идёт не от сопоставления линейного масштаба процесса и действия от него вращения Земли. А абсолютными горизонтальными масштабами определяются понятия синоптического и планетарного процессов

В тропических циклонах:

$u = 50$ м/с – скорость ветра

$L = 100$ км

$f = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$

$R_o = 50 > 1$, поэтому для процессов внутри тропических циклонов эффект силы Кориолиса незначителен. Но для перемещений тропического циклона характерными масштабами являются $L > 1000$ км и эффект Кориолиса уже необходимо учитывать

В качестве **допущения** для крупномасштабных процессов в синоптике используют **квазигеострофическую систему**:

- 1) Приближение Буссинеска о несжимаемости:

$$\rho = \rho_0 = \text{const}$$

- 2) f -плоскость:

$$f = f_0 = \text{const}$$

В более общем случае используется бета-плоскость:

$$f = f_0 + \beta y$$

где $\beta = 2\omega \cos \phi$

$$y = R \delta \phi,$$

где R – радиус земли.

Если $\beta \ll f_0$, то f можно считать константой (приближение f -плоскости).

В тропических широтах используется бета-плоскость.

- 3) Скорость реального ветра раскладывается на геострофическую и агеострофическую компоненту:

$$\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_{ag},$$

где $\vec{v}_g$ - геострофический ветер

$\vec{v}_{ag}$ - агеострофический ветер – отклонение реального ветра от геострофического

Для крупномасштабных процессов:

$$d\vec{v}/dt = -f\vec{k} * \vec{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p$$

Формула геострофического ветра в векторной форме:

$$f\vec{k} * \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

Подставляя составляющие скорости ветра $\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_{ag}$, получим:

$$d\vec{v}/dt = -f\vec{k} * (\vec{v}_g + \vec{v}_{ag}) - \frac{1}{\rho} \nabla p = -f\vec{k} * \vec{v}_{ag}$$

Порядок $[u^2/L] = [m/c^2 = f_0 * u_{ag}]$

Порядок реального ветра (совпадающий с порядком геострофического) отличается от порядка агеострофического на число Россби

$$u_{ag} = u^2 / L f_0 = u * R_o$$

Уравнение движения:

$$d\vec{v}/dt = -f\vec{k} * (\vec{v}_g + \vec{v}_{ag}) - \frac{1}{\rho} \nabla p - f\vec{k} * \vec{v}_{ag}$$

$$\vec{v} = \vec{v}_g + \vec{v}_{ag}$$

$$\begin{aligned} \frac{\delta \vec{v}_g}{\delta t} + \frac{\delta \vec{v}_{ag}}{\delta t} + (\vec{v}_g \nabla) \vec{v}_g + (\vec{v}_{ag} \nabla) \vec{v}_g + (\vec{v}_g \nabla) \vec{v}_{ag} + (\vec{v}_{ag} \nabla) \vec{v}_{ag} + w \frac{\delta \vec{v}_g}{\delta z} + w \frac{\delta \vec{v}_{ag}}{\delta z} = \\ = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f\vec{k} \vec{v}_g - f\vec{k} \vec{v}_{ag} = -f\vec{k} \vec{v}_{ag}, \end{aligned}$$

так как $-\frac{1}{\rho} \nabla p - f \vec{k} \vec{v}_g = 0$

Что бы оценить порядок вертикально скорости напишем уравнение неразрывности для квазигеострофической системы.

$$\frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta u_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta v_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0$$

Дивергенция геострофического ветра равна 0:

$$\frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} = 0$$

Дивергенция агеострофического ветра:

$$\text{div}(\vec{v}_{ag}) = -\frac{\delta w}{\delta z}$$

Порядок вертикальной скорости:

$$W = \frac{u_{ag}}{L} H = \frac{R_0 u}{L} H$$

Оценим порядки всех слагаемых в уравнении движения (таблица 2).

Таблица 2

Порядки слагаемых в уравнении движения

Слагаемое	Порядок величины	O/f _u
$\delta \vec{v}_g \setminus \delta t$	U^2/L	R_0
$\frac{\delta \vec{v}_{ag}}{\delta t}$	$R_0 U^2/L$	R_0^2
$(\vec{v}_g \nabla) \vec{v}_g$	U^2/L	R_0
$(\vec{v}_{ag} \nabla) \vec{v}_g$	$R_0 U^2/L$	R_0^2
$(\vec{v}_{ag} \nabla) \vec{v}_{ag}$	$R_0^2 U^2/L$	R_0^3
$w \frac{\delta \vec{v}_g}{\delta z}$	$R_0 U^2/L$	R_0^2
$w \frac{\delta \vec{v}_{ag}}{\delta z}$	$R_0^2 U^2/L$	R_0^3
$f \vec{k} \vec{v}_{ag}$	$f R_0 U$	R_0

Таким образом, все слагаемые могут быть выражены в числе Россби, значения которого $R_0 < 1$. Поэтому чем больше степень при R_0 , то тем меньше порядок слагаемого.

Сохраняем слагаемые первого порядка малости (см. столбец «O/f_u» таблицы 2):

$$\frac{\delta \vec{v}_g}{\delta t} + (\vec{v}_g \nabla) \vec{v}_g = -f \vec{k} \vec{v}_{ag},$$

В дифференциальной форме:

$$\frac{\delta u_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta u_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta u_{ag}}{\delta y} = f v_{ag}$$

$$\frac{\delta v_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} = -fu_{ag}$$

Выводы:

1. В квазигоеострофической системе для крупномасштабных движений адвекция геострофическим ветром является хорошей аппроксимацией реального ветра. Вертикальной и агеострофической адвекцией можно пренебречь.

2. Эволюция реального ветра аппроксимируется эволюцией геострофического ветра

3. Агеострофический ветер из прогностической переменной становится диагностической

Прогностическая переменная – такая переменная, которая имеет производную по времени. Для решения уравнения с такой переменной необходимо интегрировать по времени. Это выполняется численными методами. Чем больше увеличивается промежуток интегрирования, тем больше увеличивается ошибка. То, что агеострофический ветер теряет производную по времени, значит, что на каждом шаге модели можно вычислять эти компоненты из геострофического ветра, а не интегрированием. Таким образом, уменьшается ошибка.

Поэтому для расчета лучше применять **диагностические переменные**.

Преобразуем уравнения движения в квазигоеострофической системе, что бы получить **уравнения геострофического баланса**. Для этого дифференцируем и складываем эти уравнения:

$$\begin{cases} \frac{\delta u_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta u_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta u_{ag}}{\delta y} = fv_{ag} & | \frac{\delta}{\delta x} + \\ \frac{\delta v_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} = -fu_{ag} & | \frac{\delta}{\delta y} \end{cases}$$

Геострофическое движение бездивергентно:

$$D_g = \frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} = 0,$$

$$\Rightarrow \frac{\delta u_g}{\delta x} = -\frac{\delta v_g}{\delta y}$$

$$\frac{\delta D_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta D_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta D_g}{\delta y} + \left[\frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} + \frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right] = f \left(\frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y} \right) - \frac{1}{\rho} \nabla^2 p^5$$

$$\text{где } \left[\frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} + \frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right] = 2 \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} - \frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right)$$

Порядки слагаемых:

- $\left[2 \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} - \frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) \right] = [u^2/L^2]$

- $\left[f \left(\frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y} \right) \right] = [f * u/L]$

$$(u^2/L^2) / (f * u/L) = u/fL = Ro$$

⁵ Двумерный лапласиан: $\nabla^2 = \frac{\delta^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2}{\delta y^2}$

Таким образом, $[2(\frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} - \frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y})]$ меньше $[f(\frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y})]$ на число Россби и $Ro \ll 1$, поэтому этим слагаемым можно пренебречь.

Получаем завихренность ξ :

$$\frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y} = \xi = \frac{1}{f\rho} \nabla^2 p$$

Подставляем в формулу завихренности компоненты геострофического ветра:

$$u_g = - \frac{1}{f\rho} \frac{\delta P}{\delta y}$$

$$v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\delta P}{\delta x}$$

Получаем *квазигеострофическое уравнение баланса*:

$$\xi_g = \frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} = \frac{1}{f\rho} \frac{\delta^2 P}{\delta x^2} + \frac{1}{f\rho} \frac{\delta^2 P}{\delta y^2} = \frac{1}{f\rho} \nabla^2 p$$

Выводы:

1. В квазигеострофической системе при этих допущениях крупномасштабных движений ($Ro \ll 1$) полная завихренность аппроксимируется геострофической.

Дзета (она же Ω_z - это относительная завихренность, компонента вихря по Oz. Только с компонентой по Oz работают, так как в реальной компоненте вихри с горизонтальной компонентой завихренности встречаются крайне редко, как правило, на подветренных сторонах склонов в горных районах.

2. Лапласиан, давление и завихренность имеют один и тот же знак.

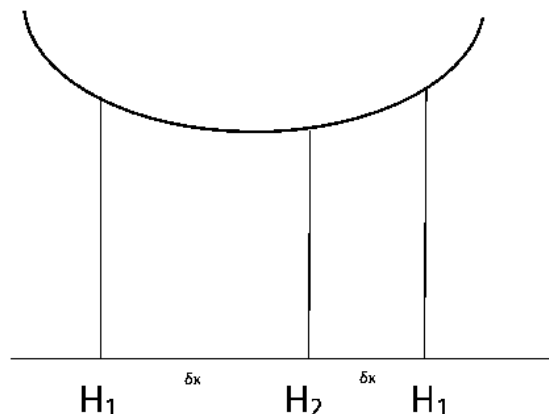


Рисунок 42. Лапласиан, геопотенциальные высоты

Вторая производная $[(H_1 - H_2)/\delta x - (H_2 - H_1)/\delta x] / 2 \delta x = [(H_1 - H_2)/\delta x^2]$ где $H_1 - H_2$ – геопотенциальные высоты (рис.42)

Если поверхность вогнутая ($H_1 > H_2$), то лапласиан положителен (это минимум функции), если выпуклая - отрицателен (это максимум функции), В циклоне давление

низко, это минимум функции, значит лапласиан положителен и завихренность положительна; в антициклоне наоборот.

Квазигеострофическое уравнение вихря

$$\begin{cases} \frac{\delta u_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta u_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta u_{ag}}{\delta y} = f v_{ag} \mid \frac{\delta}{\delta y} \\ \frac{\delta v_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} = -f u_{ag} \mid \frac{\delta}{\delta x} \end{cases}$$

Из второго уравнения вычитаем первое:

$$\begin{aligned} \frac{\delta \xi_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta \xi_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta \xi_g}{\delta y} + \left[\frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y} - \frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta x} - \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta y} \right] \\ = -f \left(\frac{\delta u_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} \right) \end{aligned}$$

Где $f \left(\frac{\delta u_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} \right) = \text{div}(\vec{v}_{ag})$ - дивергенция агеострофического вихря

Полное уравнение неразрывности:

$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0$$

По компонентам:

$$\frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} + \frac{\delta u_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta v_{ag}}{\delta y} + \frac{\delta z}{\delta z} = 0$$

Где:

$$\text{А) } \frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} = D_g = 0$$

$$\begin{aligned} \text{Б) } \left[\frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y} - \frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta x} - \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta y} \right] &= \left[\frac{\delta u_g}{\delta x} \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} \right) + \frac{\delta v_g}{\delta y} \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} \right) \right] = \\ \left[\left(\frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} \right) \right] &= 0, \end{aligned}$$

так как дивергенция

$$\left(\frac{\delta u_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) = 0$$

Остается:

$$\frac{\delta \xi_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta \xi_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta \xi_g}{\delta y} = f \frac{\delta w}{\delta z}$$

Выражение для эволюции (тенденции) геострофической завихренности – **квазигеострофическое уравнение вихря**

$$\frac{d_{\Gamma} \xi_g}{\delta t} = f \frac{\delta w}{\delta z}$$

Слагаемое $\frac{d_r \xi_g}{\delta t}$ называют «членом растяжения», показывающим, что является источником квазигеострофической завихренности, является изменение вертикальной скорости. Из этого следует, что при изменении вертикальной скорости завихренность либо растёт, либо уменьшается

Конкретные примеры:

А) Завихренность, совпадающая по знаку с планетарной (в северном полушарии это циклоническая завихренность):

Вертикальная скорость растёт с высотой. Из уравнения, при восходящих движениях циклоническая завихренность растёт, наблюдается так называемый «эффект фигуристски»: при растяжении объёма будет расти и завихренность. Если движение нисходящее, то слагаемое справа будет отрицательное, а объём будет более плоским, скорость движения будет замедляться и завихренность будет уменьшаться

Б) Для антициклона ситуация будет обратной: завихренность растёт при восходящих движениях. Так как антициклон - это уже отрицательная завихренность, то её абсолютное значение будет уменьшаться и при росте ξ антициклон ослабляется.

Вывод: Изменение вертикальной завихренности определяется членом растяжения $\frac{d_r \xi_g}{\delta t}$. При восходящих движениях или при росте вертикальной скорости с высотой усиливается циклон и ослабляется антициклон; при уменьшении вертикальной скорости с высотой усиливается антициклон и ослабляется циклон.

Квазигеострофическое уравнение притока тепла

Квазигеострофическое уравнение притока тепла будем записывать в виде уравнения для потенциальной температуры.

Для потенциальной температуры и крупномасштабных движений можно пренебречь:

- фазовыми переходами, так как синоптический масштаб, это сутки или несколько суток, и за это время фазовые переходы, чаще всего, обратимы.
- в умеренных широтах - крупномасштабными источниками тепла (исключениями могут быть районы конвекции, теплые течения, город как остров тепла).

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\delta\theta}{\delta t} + u \frac{\delta\theta}{\delta x} + v \frac{\delta\theta}{\delta y} + w \frac{\delta\theta}{\delta z} = 0$$

Допущения:

В квазигеострофической системе ветер раскладываем на компоненты:

$$\vec{v} = \vec{v_g} + \vec{v_{ag}}$$

- 1) Раскладываем θ на репрезентативный профиль θ_{ref} и отклонение от него $\tilde{\theta}$:

$$\Theta = \theta_{ref} + \tilde{\theta},$$

где референтный профиль θ_{ref} показывает среднее, стандартное изменение величины с высотой (аналогично, для плотности, давления и температура, которые быстро меняются с высотой).

$$\theta_{\text{ref}} = f(z)$$

$\tilde{\theta}$ – отклонение от покоящейся атмосферы, например, инверсии, различия в стратификации.

$$\tilde{\theta} = f(x, y, z, t)$$

$\tilde{\theta} \ll \theta_{\text{ref}}$ – отклонение от покоящейся атмосферы на один-два порядка меньше репрезентативного профиля, поэтому им можно пренебречь

С учетом разложений получаем:

$$\frac{d\theta}{dt} + \overline{v_g} \nabla \tilde{\theta} + \overline{v_{ag}} \nabla \tilde{\theta} + w \frac{\delta \theta_{uf}}{\delta z} + w \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = 0$$

Сравниваем порядки величин слагаемых (таблица 3)

Таблица 3

Порядки слагаемых в квазигеострофическом уравнении притока тепла

Слагаемое	Порядок	$O^*L/U\tilde{\theta}$
$\frac{d\tilde{\theta}}{dt}$	$U\tilde{\theta}/L$	1`
$\overline{v_g} \nabla \tilde{\theta}$	$U\tilde{\theta}/L$	1
$\overline{v_{ag}} \nabla \tilde{\theta}$	$R_0 U\tilde{\theta}/L$	R_0
$w \frac{\delta \theta_{uf}}{\delta z}$	$(\theta_0 N_0^2/g) * (R_0 H/L)$	B
$w \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z}$	$R_0 U\tilde{\theta}/L$	R_0

$$(\theta_0 N_0^2/g) * (R_0 u H L / L u \tilde{\theta}) = (\theta_0 N_0^2/g) * (R_0 H / \tilde{\theta}) = N_0^2 H^2 / f^2 L^2$$

Частота Брента — Вэйсяля для покоящейся атмосферы:

$$N_0^2 = (g/\theta_0) \frac{\delta \theta_u}{\delta z}$$

R_d = Радиус деформации Россби – описывает расстояние, на которое сохраняется возмущение, возникшее при столкновении с препятствием. Чем более устойчивая стратификация, тем больше R_d

$$R_d = N_0 H / f$$

$$B = (R_d/L)^2$$

При подстановке:

$$L - 10^6$$

$$H - 10^4$$

$$N_0^2 - 10^4$$

$$B = 1$$

Если сохранить только величины с первым порядком малости (1), получаем:

$$\delta \tilde{\theta} / \delta t + \vec{v}_g \nabla \tilde{\theta} = - \frac{\theta_0}{g} N^2_0 w$$

Выводы из анализа порядков величин:

1. Как и в случае уравнения движения, можно пренебречь агеострофической адвекцией, сохраняется адвекция потенциальной температуры только за счет геострофического ветра.

2. Эволюция идёт только за счет $\tilde{\theta}$, так как покоящаяся атмосфера не движется и изменений со временем не происходит

3. В отличие от уравнения движения, остаются члены уравнения, связанные с вертикальной адвекцией, но они могут быть упрощены и остаётся вертикальная адвекция потенциальной атмосферы только в покоящейся атмосфере. Другими словами, вертикальные движения (адвекция) будут изменять температуру какого-либо слоя только при наличии большого градиента температуры с высотой.

Основные факторы, изменяющие потенциальную температуру:

1. ***Горизонтальная адвекция геострофическим ветром:*** температура будет расти, если направление потока противоположно направлению градиента, то есть если поток направлен в сторону уменьшения потенциальной температуры («от тепла к холоду»). И наоборот.

2. ***Вертикальная адвекция:*** так как, в среднем, при устойчивой стратификации с высотой потенциальная температура растёт, то нисходящие движения будут приносить частицы с более высокой потенциальной температуры и будут способствовать потеплению, и наоборот.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТДЕЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Лекция 13-14 - Барическое поле

Барическое поле является скалярным и, в диапазоне скоростей Земной атмосфере, непрерывным.

Меняется по горизонтали, вертикали и по времени:

$$P = f(x, y, z, t)$$

Удобным способом описания являются и **эквискалярные поверхности**. В случае барического поля они называются **изобарическими поверхностями**, которые описываются уравнением

$$P(x, y, z) = \text{const}$$

Изобарические поверхности не совпадают с уровнями поверхностями (поверхностями равной геометрической высоты), а расположены под углом к ним. Этот угол может быть выражен через формулу геострофического ветра:

$$\text{tg} \beta = \frac{f}{g} v_g$$

Для характерных значений порядков:

$$f \sim 10^{-4} \text{с}^{-1}$$

$$g \sim 10 \text{ м/с}^2$$

$$u \sim 10 \text{ м/с}$$

$$\text{tg} \beta \sim 10^{-4} \cdot 10^{-5} \Rightarrow \beta = 24 - 30 \text{ сек.}$$

Причина таких малых углов наклона - различия горизонтальных и вертикальных масштабов в атмосфере. Поэтому барический градиент редко анализируется как трехмерный.

Изобары - линии пересечения уровней поверхностей с изобарическими. Описываются уравнением:

$$P(x, y) = \text{const}$$

Барический градиент - основная характеристика барического поля:

$$G = - \delta P / \delta u$$

Барический градиент направлен по нормали к эквискалярным областям. В метеорологии, в отличие от математики, принято, что барический градиент направлен в сторону убывания, отсюда получаем знак «-» при градиенте.

Барический градиент показывает:

- направление максимального изменения давления в близи рассматриваемой точки,
- величину изменения этого давления.

Однако, часто под градиентом подразумеваем только численную характеристику (т.е. абсолютную величину), а не вектор.

Размерность: $G = F / (L^2 * L) = F / L^3$ –

Таким образом, физическая сущность барического градиента в том, что это удельная сила, то есть сила, отнесенная к единице объёма. Раз это сила, то она вызывает перемещение воздуха. Строго говоря, сила градиента вызывает перемещения воздуха.

Часто используют величину барического градиента, отнесенное к единице массы:

$$G = -(1/\rho) \delta P / \delta u$$

Покомпонентно по осям:

$$G = -(1/\rho) \delta P / \delta x \sim 1-3 \text{ гПа}/10^5 \text{ м}$$

$$G = -(1/\rho) \delta P / \delta y \sim 1-3 \text{ гПа}/10^5 \text{ м}$$

$$G = -(1/\rho) \delta P / \delta z \sim 1 \text{ гПа}/10 \text{ м}$$

Обычно барический градиент анализируется не как трехмерный, а разбивается на горизонтальный $\nabla_h p$ (или ∇p) и вертикальный с порядком 1 гПа/10. Разница порядков между ними составляет 10^4 , поэтому объединять их неудобно и нет особо смысла.

Кроме того, основная причина перемещения воздуха - горизонтальный барический градиент. Вертикальный градиент, не смотря на то, что больше, перемещения практически не вызывает, так как уравнивается силой тяжести:

$$(1/\rho) \delta P / \delta z = -g$$

Так как величина барического градиента – это сила, то она вызывает ускорение. Оценим величину этого ускорения, подставив средние значения:

$$\delta P / \delta u = 1 \text{ гПа}/100 \text{ км} = 10^2/10^5 [\text{кг} \cdot \text{м}/\text{с}^2 \text{ м}^2 \text{ м} = \text{кг}/\text{с}^2 \text{ м}^2]$$

Отнесем к единице массы :

$$-(1/\rho) \delta P / \delta z = 10^2/(10^5 \cdot 1,273) [\text{кг} \cdot \text{м}/\text{с}^2 \text{ м}^2 \text{ кг} = \text{м}/\text{с}^2] = 0,08 \text{ см}/\text{с}$$

Итак, стандартные значения барического градиента в атмосфере создают ускорение 0,08 см/сек. В случае синоптического масштаба говорим о сутках (86400 сек), то есть получаем скорость ветра порядка 10 м/сек.

Горизонтальный барический градиент меняется с высотой:

$$P_2 = P_1 e^{-\frac{g \Delta z}{RT_m}}$$

$$\ln(p_2) = \ln(p_1 - \frac{g \Delta z}{RT_m})$$

Что бы перейти к барическому градиенту, продифференцируем:

$$\ln(p_2) = \ln(p_1 - \frac{g \Delta z}{RT_m}) \mid \delta / \delta u$$
$$\frac{1}{P_2} \frac{\delta P_2}{\delta u} = \frac{1}{P_1} \frac{\delta P_1}{\delta u} - \frac{g \Delta z}{RT_m^2} \frac{\delta T_m}{\delta u}$$

Изменения с высотой:

$$\frac{\delta P_2}{\delta u} = \frac{P_2}{P_1} \frac{\delta P_1}{\delta u} + \frac{g \Delta z}{RT_m^2} \frac{\delta T_m}{\delta u}$$

Выводы:

1. Если отсутствует градиент температуры (такое часто встречается в тропиках, а в умеренных широтах редко), то направления барического градиента на высотах не

меняется, но отличается в P_2/P_1 раз. Так как $P_2 < P_1$, то барический градиент с высотой уменьшается. В реальности этого не происходит потому что на Земле присутствуют температурные контрасты

2. Если существует горизонтальный барический градиент, то градиент давления будет с высотой расти.

3. С высотой барическое поле подстраивается под термическое

Исходя из закономерностей изменения барического градиента с высотой можно выделить специфические особенности высотных барических полей:

1. Поле циркуляции в свободной атмосфере имеет четко выраженную зональность с преобладанием зональных потоков.

Как правило, такая квазизональная структура формируется с высоты начиная с 5 км и выше и обусловлена двумя факторами:

- термическим, а именно неравномерным нагревом - термическим градиентом между экватором и полюсами (холод у полюсов и тепло в тропиках),
- динамическим, который добавляется у экватора в виде наличия экваториальной ложбины: восходящие движения способствуют понижению давления.

В свободной атмосфере существует восточный перенос над тропическими районами и два мощных циркумполярных вихря, причем над океанами из-за более узкой и слабой внутритропической зоны конвергенции эти вихри смыкаются и над ними восточного переноса не существует, а наблюдаются верхнетропосферные океанические ложбины.

2. Высотные барические поля имеют более гладкую структуру из-за отсутствия замкнутых очагов тепла и холода в свободной атмосфере, где основной фактор изменения температуры – астрономический, в то время как у земли добавляется влияние подстилающей поверхности.

Исключение: очаги тепла, формирующиеся в свободной атмосфере благодаря выбросу скрытого тепла в зонах развития глубокой конвекции и являющиеся одним из основных источников длинных волн.

3. Наличие наклона вертикальных осей циклонов и антициклонов – гипотетических линий, соединяющих центры экстремума давления на разных высотах

В случае антициклона ось наклонена в сторону гребня тепла, в случае циклона - ложбины холода. Если температурной асимметрии нет, ось будет вертикальна и центры циклона (антициклона) у земли и на высотах будут совпадать. Примером является окклюдированный циклон; так же в случае совпадения центров будет происходить стационарирование циклона. *Но в случае синоптической карты, невозможно уверенно разграничить центры, если расстояние между ними меньше 50 км. по горизонтали. Такое совпадение дает угол наклона оси 6 градусов.*

4. В свободной атмосфере, не смотря на наличие явного меридионального градиента, температура не распределена равномерно, а существуют высотные фронтальные зоны с большими градиентами и квазиоднородные зоны, соответствующие конкретной воздушной массе.

Поле давление на высотах, в следствии подстройки, будет так же неоднородно. Высотные фронтальные зоны, в отличии от приземных фронтов, выражены не только в поле температуры, но и в поле давления, а, соответственно, им соответствуют зоны повышенных скоростей ветра (струйных течений) (таблица 4)

Таблица 4

*Изменение давления во времени на разных высотах
 (для Московского региона)*

Высота, км	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18
Средняя среднесуточная изменчивость, гПа/сутки	5,1	4,4	4,3	4,3	4,7	4,1	3,5	2,7	2,5	1,2

Основная причина изменения давления во времени - это изменения температуры воздуха. В нижней тропосфере знак изменения температуры и давления противоположен, а в средней и верхней – одинаков. Средний уровень, на котором происходит изменение знака – высота порядка 700 гПа (3 км).

$$\frac{\delta P_2}{\delta u} = \frac{P_2}{P_1} \frac{\delta P_1}{\delta u} - \frac{g \Delta z}{RT_m^2} \frac{\delta T_m}{\delta u}$$

$$\frac{\delta P_2}{\delta t} = \frac{P_2}{P_1} \frac{\delta P_1}{\delta t} + \frac{g \Delta z P_2}{RT_m^2} \frac{\delta T_m}{\delta t}$$

Для абсолютной высоты геопотенциальной поверхности (БЫЛО) и продифференцируем ее по времени

$$H_p = H_{1000} + H_{1000}^p$$

$$\frac{dH_p}{dt} = \frac{\delta H_{1000}}{\delta t} + \frac{\delta H_{1000}^p}{\delta t}$$

$$H_{1000} = h(p_0 - 1000),$$

где h – динамическая барическая ступень – высота, на которую необходимо подняться, что бы давление изменилась на 1гПа, выраженная в гПдкм (в отличии от «обычной» барической ступени, выраженной в метрах)

$$dp = -g\rho dz$$

$$dH = -(g/9,8)dz$$

$$gdz = 9,8 dH$$

$$dp/\rho = -9,8 dH$$

$$\rho = P/RT$$

$$\Delta H = RT \Delta P / 9,8P$$

$$h = RT/9,8P$$

Тогда

Итак, динамическая барическая ступень, в отличии от «обычной» барической ступени зависящей от широты, ускорения свободного падения и температуры, не зависит от широты и ускорения свободного падения, но зависит от температуры воздуха и давления.

$$\frac{dH_p}{dt} = \frac{\delta P_0}{\delta t} h + 6,74lg \frac{1000}{p} \frac{\delta T_m}{\delta t}$$

Первое слагаемое $\frac{\delta P_0}{\delta t} h$ отражает изменения на нижележащем уровне. При росте приземного давления все изобарические поверхности будут приподниматься и, в отсутствии изменения температуры по горизонтали, приподниматься будут на одинаковую высоту.

Если не меняется приземное давление, то изменения высоты геопотенциальной поверхности будет зависеть от градиента температуры слоя: если средняя температура слоя растет, то все изобарические поверхности приподнимаются; если холодает, то опускаются

В зависимости от того, для какой изобарической поверхности будем проводить расчет, будет меняться

$$6,74lg \frac{1000}{p} \frac{\delta T_m}{\delta t}$$

Для $\Delta T = 1^\circ\text{C}$:

$$\Delta H_{1000} = 6,74 \text{ гпдм}$$

$$\Delta H_{500} = 2,029 \text{ гпдм}$$

$$\Delta H_{850} = 1,044 \text{ гпдм}$$

Вышележащие изобарические поверхности меняют свою высоту значительно больше, чем нижележащие.

Но как правило, меняется одновременно и давление на уровне моря и температура слоя, тогда:

- в нижнем слое определяющим является давления: при росте давления у земли изобарические поверхности в нижнем слое будут подниматься, даже если холодает. Если давление падает и температура растет, то изобарические поверхности будут опускаться

- в средней и верхней тропосфере определяющим является изменение давления: если температура падает, а давление растет, вышележащие поверхности будут опускаться; и наоборот, если теплеет и давление падает, то изобарические поверхности будут подниматься.

Слой нулевых адвективных изменений - на уровне около 700 гПа противоположные изменения приземного давления и температуры компенсируют друг друга, и положение изобарических поверхностей не изменяется

Противоположность знака изменения температуры и давления у поверхности земли:

А) Если на какой-то ограниченной поверхности теплеет, то происходит подъем изобарических поверхностей. Но поскольку вышележащие поверхности поднимаются больше, то на высотах возникает антициклон, где в вертикальной плоскости происходит дивергенция потоков и общий вес столба воздуха уменьшается. У земли образуется область пониженного давления – циклон.

Б) Если на какой-то ограниченной поверхности холодает, то происходит понижение изобарических поверхностей. На высотах возникает циклон, где в вертикальной плоскости происходит конвергенция потоков и растет общий вес столба воздуха. Образуется область пониженного давления и у земли образуется антициклон.

Уравнение тенденции – не используется для количественных расчётов, но позволяет качественно идентифицировать основные процессы, влияющие на изменения давления

По определению давления

$$P_z = \int_z^\infty g \rho dz$$

Изменения давления во времени:

$$\frac{dP_z}{dt} = \int_z^\infty g \frac{\delta \rho}{\delta t} dz$$

Тенденция плотности:

$$\frac{\delta \rho}{\delta t} = - \left(\frac{\delta \rho u}{\delta x} + \frac{\delta \rho v}{\delta y} + \frac{\delta \rho w}{\delta z} \right) = -div \rho \vec{v}$$

Тогда:

$$\frac{dP_z}{dt} = - \int_z^\infty g \left(\frac{\delta \rho u}{\delta x} + \frac{\delta \rho v}{\delta y} + \frac{\delta \rho w}{\delta z} \right) dz = - \int_z^\infty g div \rho \vec{v} dz$$

Если под интегралом стоит дивергенция количества движения, то давление со временем падает; если стоит конвергенция – то растет.

Так как

$$\int_z^\infty \frac{\delta \rho w}{\delta z} dz = \rho w_\infty - \rho w_z = -\rho w_z$$

$$\rho w_\infty = 0,$$

то перепишем уравнение тенденции:

$$\frac{dP_z}{dt} = - \int_z^\infty g \rho \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) dz - \int_z^\infty g \left(u \frac{\delta \rho}{\delta x} + v \frac{\delta \rho}{\delta y} \right) dz + g \rho_z w_z$$

Так как интегралы берем от поверхности земли до верхней границы атмосферы, то данное выражение отражает только влияние факторов, лежащих выше данного уровня:

- $\int_z^\infty g \rho \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) dz$ отражает вклад горизонтальной дивергенции скорости:
 - если есть дивергенция скорости (отток воздушной массы), то давление падает;
 - если есть конвергенция (сток, «накопление» воздушной массы), то давление растет
- $\int_z^\infty g \left(u \frac{\delta \rho}{\delta x} + v \frac{\delta \rho}{\delta y} \right) dz$ – перенос и адвекция плотности: для крупномасштабных движений при геострофическом приближении адвекция плотности может быть

приравнена к адвекции температуры (применимо для синоптических масштабов умеренных широт).

- при положительном адвентивном изменении температуры, давление падает;
- при отрицательном адвентивном изменении температуры, давление растет.

• $g\rho_z w_z$ – перенос массы по вертикали: если вертикальная скорость положительна, то имеет место поток массы выше данного уровня, растет вес столба выше данного уровня, давление растет. И наоборот для отрицательной вертикальной скорости. Исключением является уровень подстилающей поверхности, так как ниже нее нет слоев воздуха.

Для количественных оценок используется *уравнение тенденции вихря скорости*.

Вихрь скорости:

$$\Omega = \text{rot} \vec{v}$$

И его компоненты:

$$\begin{aligned}\Omega_x &= \frac{\delta w}{\delta y} - \frac{\delta v}{\delta z} \\ \Omega_y &= \frac{\delta u}{\delta z} - \frac{\delta w}{\delta x} \\ \Omega_z &= \frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y}\end{aligned}$$

Так как вихри на синоптических масштабах имеют вертикальную ось, то в синоптике рассматривают только последнюю компоненту – относительную завихренность:

$$\Omega_z = \frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y} = \xi$$

В изобарической системе координат, где $\tau = dP/dt$:

$$\begin{cases} \frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + \tau \frac{\delta v}{\delta p} = -g \frac{\delta H}{\delta y} - fu \\ \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + \tau \frac{\delta u}{\delta p} = -g \frac{\delta H}{\delta x} - fv \end{cases}$$

Дифференцируем и из первого уравнения вычитаем второе

$$\begin{cases} \frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + \tau \frac{\delta v}{\delta p} = -g \frac{\delta H}{\delta y} - fu \\ \frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} + \tau \frac{\delta u}{\delta p} = -g \frac{\delta H}{\delta x} - fv \end{cases} \left| \frac{\delta}{\delta x} \right. \left| \frac{\delta}{\delta y} \right.$$

Получаем

$$\begin{aligned}\frac{\delta \xi}{\delta t} &= -u \left(\frac{\delta \xi}{\delta x} + v \frac{\delta \xi}{\delta y} \right) - (\xi + f) \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right) - \left(u \frac{\delta f}{\delta x} + v \frac{\delta f}{\delta y} \right) - \left(\frac{\delta \tau}{\delta x} \frac{\delta v}{\delta p} - \frac{\delta \tau}{\delta y} \frac{\delta u}{\delta p} \right) \\ &\quad - \tau \frac{\delta \xi}{\delta p}\end{aligned}$$

Первое слагаемое $u \left(\frac{\delta \xi}{\delta x} + v \frac{\delta \xi}{\delta y} \right)$ называется вихревым, представляет собой адвекцию вихря - перенос вихря по потоку. Если переносится положительная завихренность, то вихрь растет, и наоборот

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{вихр}}} = -u \left(\frac{\delta \xi}{\delta x} + v \frac{\delta \xi}{\delta y} \right)$$

Второе слагаемое $(\xi + f) \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right)$ – дивергентное - дивергенция скорости.

а) Конвергенция скорости приводит к росту давления и уменьшению завихренности

б) Дивергенция скорости приводит к падению давления и росту завихренности,

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{див}}} = -(\xi + f) \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right)$$

Второе слагаемое можно преобразовать так как в умеренных широтах порядок

$$\xi \sim 10^{-5} \text{ f} \sim 10^{-4}$$

Поэтому можно исключить относительную завихренность:

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{див}}} = -f \left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right)$$

Третье слагаемое $\left(u \frac{\delta f}{\delta x} + v \frac{\delta f}{\delta y} \right)$ – «меридиональное» :

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{меридион}}} = - \left(u \frac{\delta f}{\delta x} + v \frac{\delta f}{\delta y} \right)$$

На Φ – плоскости (при синоптических масштабах) обращается в 0: $\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{меридион}}} = 0$, в планетарных масштабах

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{меридион}}} = -v \frac{\delta f}{\delta y}$$

отражает изменение вихря при вращении, потоке в меридиональном направлении (перенос параметра Кориолиса). Если частица перемещается в более высокие широты, f растет, генерируется отрицательная (антициклоническая) завихренность,

Четвертое слагаемое $\left(\frac{\delta \tau}{\delta x} \frac{\delta v}{\delta p} - \frac{\delta \tau}{\delta y} \frac{\delta u}{\delta p} \right)$ – комбинация изменений вертикальной скорости по пространству и ветра по высоте:

$$\frac{\delta \xi}{\delta t} = - \left(\frac{\delta \tau}{\delta x} \frac{\delta v}{\delta p} - \frac{\delta \tau}{\delta y} \frac{\delta u}{\delta p} \right)$$

Обычно его вклад очень мал, необходимо учитывать только там, где вертикальные скорости сильно изменяются по пространству:

-в горных районах, где возникает дополнительная компонента, связанная с вертикальным перемещением воздуха по склону хребтов;

- поверхностях раздела при прохождении линии фронта.

Пятое слагаемое $\tau \frac{\delta \xi}{\delta p}$ – «вертикальное» слагаемое – перенос вихря по вертикали:

$$\frac{\delta \xi}{\delta t_{\text{верт}}} = -\tau \frac{\delta \xi}{\delta p}$$

Его вклад так же невелик и обычно им пренебрегают.

Решение уравнение тенденции вихря скорости для геострофического приближения

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\delta H}{\delta y}$$

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\delta H}{\delta x}$$

$$\frac{\delta \xi}{\delta t} = \frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} = \frac{g}{f} \frac{\delta}{\delta t} \nabla^2 H = \frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\delta H}{\delta t}$$

В случае преобразования к натуральным координатам позволяет оценить тенденцию изменения давления:

$$\delta H / \delta x = \delta H / \delta S = 0$$

$$\delta H / \delta y = -\delta H / \delta m = H_n$$

$$\delta^2 H / \delta x^2 = k \frac{\delta H}{\delta u} = k H_n,$$

где k – кривизна изогипс:

$k > 0$ - в циклоне

$k < 0$ - в антициклоне

$$\delta^2 H / \delta y^2 = \frac{\delta}{\delta y} H_n = H_{nn}$$

$$\delta H / \delta t = \frac{m}{f} H_n (k H_{ns} + H_{nn} k_s + H_{snn})$$

где

- m – коэффициент пропорциональности включающий все постоянные кроме f
- $(k H_{ns} + H_{nn} k_s + H_{snn})$ – определяет изменение давления.
- H_n – градиент
- $k H_{ns}$ изменение градиента в направлении потока, изменение сходимости/расходимости изогипс вдоль потока (рис.43):

- $k H_{ns} > 0$ - если изогипсы сходятся

- $k H_{ns} < 0$ - если изогипсы расходятся

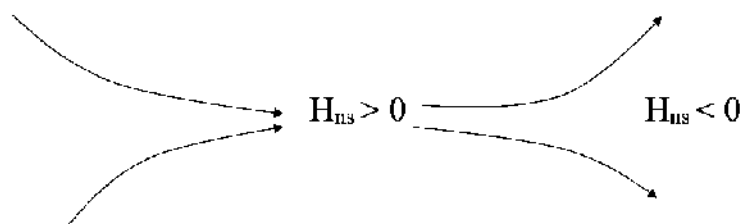


Рисунок 43. Изменение сходимости/расходимости изогипс вдоль потока

- K_s - изменение кривизны по потоку:

- Если увеличивается циклоническая кривизна, $K_s > 0$

- Если увеличивается антициклоническая кривизна, $K_s < 0$

- $H_{ss} = \frac{\delta}{\delta s} H_{nn} = \frac{\delta}{\delta s} H_{ns}$ - изменение сходимости/расходимости изогипс по нормали (а не вдоль потока). Как правило, его величина значительно меньше, чем изменение по потоку, и им можно пренебречь.

Лекция 15 - Поле ветра

Ветер – горизонтальное перемещение воздушных масс.

Средние горизонтальные порядки в умеренных широтах - 10 м/с, вертикальные порядки для земного шара – 1-3 м/с.

Так как горизонтальные и вертикальные скорости отличаются на порядок, то поэтому трехмерный ветер не рассматривается, а подразделяется на вертикальный и горизонтальный.

Ветер имеет большую турбулентность, а с метеорологических станций передаются осредненные за некоторый промежуток времени данные, не учитывающие мелкомасштабные турбулентные колебания

Поле ветра – векторное.

Наиболее часто используются варианты представления поля ветра на картах:

- Изогоны – линии равного направления ветра
Изотакхи - линии равных скоростей
- Линии тока – в каждой точке линии тока ветер направлен по касательной к ней
- Разложение на зональную и меридиональную компоненты; отображается семейство кривых, отражающих эти две компоненты.

Так же поле ветра характеризуется:

- Градиентами:
 - «вертикальный градиент модуля скорости» - модуль скорости ветра
 - «сдвиг ветра» - векторная разность направления ветра на двух последовательных уровнях
- Порывистость – определяются мгновенные значения скорости, передающиеся как порывы ветра

Причина горизонтального перемещения воздуха – сумма всех сил, действующих на частицу:

$$\frac{\delta \vec{v}}{\delta t} = \vec{G} + \vec{A} + \vec{F}_{\text{тр}} + \vec{C}$$

$\vec{G}$ – сила барического градиента – основная массовая сила

$\vec{A}$ – сила Кориолиса – инерционная, не массовая – не влияет на скорость, а только на направление

$\vec{F}_{\text{тр}}$ – сила трения – массовая, изменяет скорость

$\vec{C}$ – центробежная сила – инерционная, влияет только на направление

В атмосфере всегда действуют все силы, но при определенных условиях какими-то можно пренебречь:

- Центробежная – учитывается, когда движение по сильно криволинейным траекториям,
- Сила трения – соизмерима с другими силами в приземном слое,

- Сила Кориолиса – оказывает значительное влияние на крупномасштабные процессы.

Приближения:

1. Геострофическое

В геострофическом приближении учитывается (рис.44):

- сила Кориолиса
- сила барического градиента
- процессы вне приземного слоя в свободной атмосфере,
- прямолинейное движение без ускорение, возникающее при равенстве $\vec{A}$ и $\vec{G}$

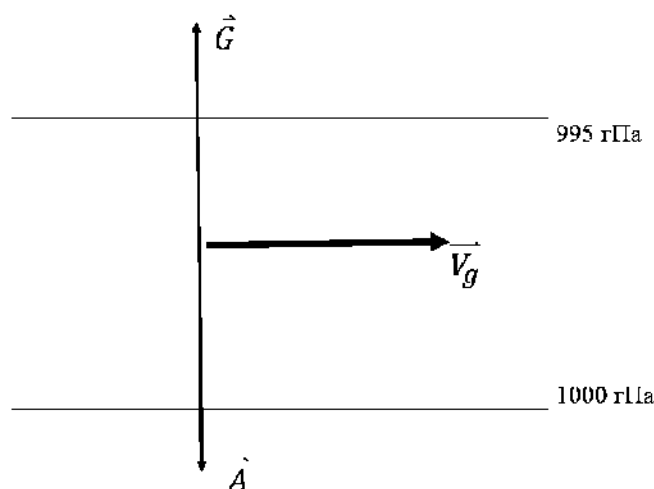


Рисунок 44. Силы, учитывающийся при геострофическом приближении

Главное ограничение: при геострофическом движении отсутствует вертикальное перемещение,

Условие равновесия:

$$\vec{G} = -\vec{A}$$
$$f \vec{k} * \vec{v} = \frac{1}{\rho} \nabla_r P$$

Формулы геострофического ветра (варианты записи):

- Векторная

$$\vec{v}_g = -\frac{1}{f\rho} \nabla p * \vec{k}$$

где $\vec{k}$ – единичный вектор по вертикали

- Через геопотенциал :

$$\vec{v}_g = -\frac{g}{f} \nabla H * \vec{k}$$

- Для модуля скорости

$$|\vec{v}_g| = -\frac{1}{f\rho} \frac{\delta P}{\delta n}$$

- Для меридиональной компоненты:

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\delta P}{\delta y}$$

$$v_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\delta P}{\delta x}$$

- Для меридиональной компоненты:

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\delta H}{\delta y}$$

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\delta H}{\delta x}$$

Исходя из векторной формы записи следует, что сила Кориолиса направлена под углом 90° к направлению геострофического ветра. Так как параметр Кориолиса находится в знаменателе, то на экваторе геострофического приближения не существует. Около экватора ветер направлен близко по нормали к изобарам: экваториальные западные ветры дуют по градиенту давления.

Геострофический ветер бездивергентен:

$$\frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta u_g}{\delta y} = \text{div } \vec{v}_g = 0$$

Поэтому из уравнения неразрывности

$$\frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta u_g}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0$$

следует отсутствие вертикальных скоростей:

$$\frac{\delta w}{\delta z} = 0$$

$$\xi_g = \frac{\delta v_g}{\delta x} - \frac{\delta u_g}{\delta y} = \frac{\nabla^2 P}{f\rho} = \frac{g}{f} \nabla^2 H.$$

Определение скорости геострофического ветра по синоптическим картам:

$$dp = \frac{\delta P}{\delta y} dy + \frac{\delta P}{\delta x} dx + \frac{\delta P}{\delta z} dz$$

Упрощение: направим изобару по оси Oх, тогда

$$dp = \frac{\delta P}{\delta y} dy + \frac{\delta P}{\delta z} dz$$

$$\text{tg}\beta = \frac{dz}{dy} = -(\delta P/\delta y)/(\delta P/\delta z) = -\frac{\rho f u_g}{-g\rho}$$

Угол наклона изобарической поверхности

$$\begin{aligned}\operatorname{tg}\beta &= -\frac{f}{g}u_g \\ \operatorname{tg}\beta &= \frac{f}{g}v_g\end{aligned}$$

Если изобара параллельна Ох, то существует только зональная компонента ветра, если изобара параллельна Оу - меридиональная.

Исходя из этой формулы выводится правило определения направления ветра: если в Северном полушарии стоять спиной к ветру, то высокое давление будет с правой стороны, а низкое - с левой (для Южного полушария наоборот)

- В северном полушарии изобарическая поверхность направляется вправо от направления движения, $\operatorname{tg}\beta < 0$, параметр Кориолиса положителен,

- В южном полушарии изобарические поверхности поднимаются влево от направления движения, $\operatorname{tg}\beta > 0$, параметр Кориолиса отрицателен.

Расчетная формула скорости геострофического ветра по синоптическим картам:

Переходим к нормали

$$\begin{aligned}\operatorname{tg}\beta &= \frac{\Delta z}{\Delta n} \\ \Delta H &= \frac{g}{9,8} \Delta \\ \operatorname{tg}\beta &= \frac{g}{9,8} \frac{\Delta H}{\Delta n} = \frac{f}{g} |\vec{v}_g|\end{aligned}$$

Модуль скорости геострофического ветра:

$$|\vec{v}_g| = \frac{9,8}{\Delta n} \frac{\Delta H}{f}$$

Что бы перейти к картам, вводим характерные значения:

1. $\Delta H = 4 \text{ гпдм}$

2. Масштаб

а) в 1 см: 100 км

$$|\vec{v}_g| = \frac{9,8 * 10^4 * 4 * 10}{1,458 * \sin\varphi * 10^5 \Delta n} = \frac{27}{\sin\varphi * \Delta n} \left[\frac{\text{м}}{\text{с}} \right]$$

где Δn – расстояние между соседними изогипсами на карте

б) в 1 см: 150 км:

$$|\vec{v}_g| = \frac{18}{\sin\varphi * \Delta n} \left[\frac{\text{м}}{\text{с}} \right]$$

Через давление для приземной карты

$$\begin{aligned}\Delta z &= -\frac{\Delta P}{g\rho} \\ |\vec{v}_g| &= \frac{g}{f} \frac{\Delta P}{g\rho \Delta n} = \frac{\Delta P}{f g \rho \Delta n}\end{aligned}$$

Δn – расстояние между соседними изобарами на карте, см.

Если $\frac{\Delta P}{\Delta n}$ [гПа/100км], то

$$|\overline{v_g}| = \frac{5,4 * \Delta P}{\sin \varphi * \Delta n}$$

Если выражен в гПа/градус сетки - $\frac{\Delta P}{\Delta n}$ [гПа/111км], то

$$|\overline{v_g}| = \frac{4,8 * \Delta P}{\sin \varphi * \Delta n}$$

Быстрое определение $\sin \varphi$ возможно по градиентной линейке. Возможно решать и обратную задачу, но приблизительно, зависит от искривленности изобар, их сходимости/расходимости, используется среднее значение скорости ветра.

2. Градиентный (циклострофический) ветер

Уравновешивается 3 силы:

- Сила Кориолиса $\frac{1 \delta P}{\rho \delta r}$
- Сила барического градиента $2w * \sin \varphi * v_g$
- Центробежная сила $\frac{v^2 r}{2}$

Предположение о круговых изобарах в циклоне и антициклоне

В циклоне:

$$\begin{aligned} \frac{v_{gr}^2 r}{2} + 2w * \sin \varphi * v_{gr} &= \frac{1 \delta P}{\rho \delta r} \\ v_{gr} &= \frac{1}{f \rho} \frac{\delta P}{\delta z} - \frac{1}{f} \frac{v_r^2}{r} \\ v_{gr} &= v_g - \frac{1}{f} \frac{v_r^2}{r} \end{aligned}$$

В антициклоне:

$$\begin{aligned} 2w * \sin \varphi * v_{gr} &= -\frac{1 \delta P}{\rho \delta r} + \frac{v_{gr}^2 r}{2} \\ v_{gr} &= -\frac{1}{f \rho} \frac{\delta P}{\delta z} + \frac{1}{f} \frac{v_{gr}^2}{r} \\ v_{gr} &= -v_g + \frac{1}{f} \frac{v_{gr}^2}{r} \end{aligned}$$

Знаки «-» и «+» отражают то, что в циклоне и антициклоне ветер дует в противоположную сторону.

При одном и том же градиенте давления скорость ветра в антициклоне больше, чем в циклоне. *Хотя с более сильными ветрами ассоциируется циклон, но по факту это относится только к центральной части, диаметр которой больше в антициклоне. На периферии антициклона часты сильные ветра.*

В центре барического градиента (циклоне/антициклона):

$$\frac{\delta P}{\delta z} = \frac{\delta P}{\delta x} = \frac{\delta P}{\delta y} = 0$$

Поэтому скорость градиентного ветра отсутствует:

$$v_{gr} = 0$$

В циклоне:

$$\begin{aligned} \frac{v_{gr}^2 r}{2} + 2w \sin \varphi v_{gr} &= \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r} \\ v_{gr}^2 + f v_{gr} r - \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r} &= 0 \\ v_{gr} &= -\frac{rf}{2} \pm \sqrt{\frac{r^2 f^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r}} \end{aligned}$$

Скорость градиентного ветра в циклоне:

$$v_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\frac{r^2 f^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r}}$$

Что бы скорость ветра была действительна, надо, что бы подкоренное выражение $(\frac{r^2 f^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r}) \geq 0$. В циклоне давление увеличивается от центра к периферии, его градиент положителен, поэтому подкоренное выражение так же положительно и никаких ограничений на скорость ветра и значения градиента в циклонах не существует

Антициклон

$$v_{gr}^2 - f v_{gr} r - \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r} = 0$$

Скорость градиентного ветра в антициклоне:

$$v_{gr} = \frac{rf}{2} - \sqrt{\frac{r^2 f^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r}}$$

Под корнем может быть отрицательное значение, поэтому появляется ограничение на максимально возможные значения градиента:

$$\frac{r^2 f^2}{4} \geq \frac{r}{\rho} \frac{\delta P}{\delta r} \Rightarrow \frac{\delta P}{\delta r_{\max}} = \frac{\rho f^2}{r}$$

Максимальные значения скорости ветра в антициклоне:

$$v_{\text{ац, max}} = \frac{rf}{2}$$

В реальности круговые изобары наблюдаются очень редко, они чаще ближе к эллиптическими; есть области их сходимости и расходимости. Результаты сопоставления с реальными ветрами показывает, что в случае наличия сходимости и расходимости, геострофический ветер ближе к реальному, чем градиентный.

Поправка на центробежную силу будет значительна и должна учитываться, если радиус барического образования меньше 300 км (бывает у тропических циклонов)

Сравним скорости ветра в циклоне и антициклоне.

Градиентный ветер в циклоне

$$v_{gr} = \frac{rf}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{f^2} \frac{\delta P}{\rho r} \frac{\delta r}} \right]$$

Градиентный ветер в антициклоне

$$v_{gr} = \frac{rf}{2} \left[1 - \sqrt{1 + \frac{4}{f^2} \frac{\delta P}{\rho r} \frac{\delta r}} \right]$$

Подставим максимально возможный градиент

- в циклоне:

$$v_{gr} = \frac{rf}{2} \left[-1 + \sqrt{2} \right] = 0,4 \frac{rf}{2}$$

- в антициклоне:

$$\frac{\delta P}{\delta r_{max}} = \frac{f^2 \rho r}{4}, v_{max} = \frac{rf}{2}$$

Вывод: при одном и том же градиенте давления скорость в циклоне составляет 40% скорости в антициклоне

Действительный ветер

Уравновешиваются 4 силы:

- $\vec{G}$ – сила барического градиента
- $\vec{A}$ – сила Кориолиса
- $\vec{F}_{тр}$ – сила трения
- $\vec{C}$ – центробежная сила

Сила трения изменяет направление геострофического ветра, отклоняя реальный ветер в сторону низкого давления.

Трение существует не только о подстилающую поверхность, но и между слоями воздуха. Но вязкость в воздухе на несколько порядков меньше трения о подстилающую поверхность, поэтому учитывается только для полных прогнозов погоды в свободной атмосфере.

В синоптическом анализе не учитываем силу трения выше планетарного пограничного слоя, который, в среднем, задается 1,5 км, но фактически может меняться от сотен метров до 2 км и даже больше. Зависит от:

А) шероховатости поверхности - угол отклонения между изобарой и реальным ветром над сушей - 30-40 градусов, над океаном – 15 градусов. В пограничном слое реальный ветер приблизительно в 2 раза меньше геострофической. Над океаном реальный ветер составляет около 70% геострофического, над сушей 40% и меньше.

Б) стратификация – при различной стратификации разная степень развития термической турбулентности:

- При устойчивой стратификации термической турбулентности нет, есть только динамическая, связанная с наличием сдвига ветра. Поэтому обмен скоростями замедлен, у поверхности земли часто штилевые условия, направления и скорости ветра сильно отличаются от геострофических. Такой планетарный пограничный слой составляет около 300-400 м. Выше слоя инверсии (изотермии) скорость ветра возрастает и очень быстро достигает значений геострофической

- При неустойчивой стратификации есть термическая и динамическая турбулентность. Обмен количеством движения распространяется на слой порядка 1,5 - 2 км. Направление ветра мало отличается от направления геострофического ветра, а скорость составляет около 80-90% скорости геострофического ветра

Влияние силы трение вышележащим слоям передается за счет турбулентности: объёмы с меньшим количеством движения переносятся вверх, а на их место поступают объёмы с большим количеством движения.

Изменение ветра с высотой

Выделяют три слоя в атмосфере:

1. Приземный - порядка 30 км., где
 - Коэффициент турбулентного обмена растет с высотой
 - Направление ветра не меняется
 - Скорость ветра возрастает по логарифмическому закону
 - (в английском примерно соответствует Surface/boundary layer = планетарный пограничный слой)
2. Планетарный пограничный слой 0-1,5 км.
 - Коэффициент турбулентного обмена постоянен
 - Направление и скорость ветра меняется, приближаясь к геострофическому на верхней границе слоя
 - Скорость ветра возрастает, направление меняется по спирали Экмана (в северном полушарии поворачивает вправо, в южном поворачивает влево),
3. Свободная атмосфера
 - Не учитывается влияние силы трения

- Скорость ветра меняется в соответствии с изменением барического поля: на каждом уровне по высоте ветер близок к геострофическому: скорость пропорциональна градиенту давления, направление квазипараллельно изобаре/изогипсе

- Градиент давления изменяется в зависимости от температуры. Главная причина изменения скорости ветра: подстройка барического поля под термическое. Различный характер адвекции будут определять различные изменения ветра с высотой.

Сдвиг ветра, обусловленный изменением барического поля получил название **термического ветра**, представляющим собой векторную разницу геострофического ветра на двух вертикальных уровнях

Скорость термического ветра определяется из карт относительной топографии.

Барометрическая формула геопотенциала:

$$H_2 - H_1 = 6,74 \lg \frac{P_1}{P_2} T_m = a_{1,2} T_m$$

Превышение одной изобарической поверхности над другой определяется средней температурой слоя.

Продифференцируем и умножим на $\frac{g}{f}$:

$$H_2 - H_1 = 6,74 \lg \frac{P_1}{P_2} T_m = a_{1,2} T_m \left| \frac{\frac{\delta}{\delta x} * \frac{g}{f}}{\frac{\delta}{\delta y} * -\frac{g}{f}} \right|$$

Получим

$$\begin{cases} \frac{g}{f} \frac{\delta H_2}{\delta x} = \frac{g}{f} \frac{\delta H_1}{\delta x} + a_{1,2} \frac{g}{f} \frac{\delta T_m}{\delta x} \\ -\frac{g}{f} \frac{\delta H_2}{\delta y} = -\frac{g}{f} \frac{\delta H_1}{\delta y} - a_{1,2} \frac{g}{f} \frac{\delta T_m}{\delta y} \end{cases}$$

Скорость геострофического ветра на верхнем и нижнем уровне и добавок:

$$\begin{aligned} v_{g2} &= \frac{g}{f} \frac{\delta H_2}{\delta x} & u_{g2} &= -\frac{g}{f} \frac{\delta H_2}{\delta y} \\ v_{g1} &= \frac{g}{f} \frac{\delta H_1}{\delta x} & u_{g1} &= -\frac{g}{f} \frac{\delta H_1}{\delta y} \end{aligned}$$

Компоненты термического ветра:

$$v_t = a_{1,2} \frac{g}{f} \frac{\delta T_m}{\delta x} \quad u_t = -a_{1,2} \frac{g}{f} \frac{\delta T_m}{\delta y}$$

Следовательно,

$$\begin{aligned} \bar{v}_t &= \bar{v}_{g2} - \bar{v}_{g1} \\ \vec{v}_t &= \frac{g}{f} a_{1,2} \nabla T_m * \vec{k} \end{aligned}$$

Добавок – это термический ветер, который зависит от градиента средней температуры слоя:

- пропорционален градиенту средней температуры слоя.
- зависит от ускорения свободного падения и параметра Кориолиса: чем ближе к полюсу, тем меньше разность, обусловленная неравномерным распределением температуры
- параллелен изотермам: в северном полушарии направлен вдоль изотермы так, что низкая температура остается слева, а высокая справа.

Термический ветер определяет, как геострофический ветер меняется с высотой, поэтому можно взять производную от последнего:

$$\frac{\delta \vec{v}_g}{\delta z} = \frac{1}{f\rho} \vec{k} * \frac{\delta(\nabla P)}{\delta z} = \frac{1}{f\rho} \vec{k} * \nabla \frac{\delta P}{\delta z}$$

Добавим уравнение статики:

$$p = \rho RT$$

и уравнение состояния:

$$\delta P / \delta z = -g\rho$$

Перейдем к потенциальной температуре:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

Получим:

$$\frac{\delta v_g}{\delta z} = \frac{g}{f\theta} \vec{k} * \nabla \theta$$

По компонентам:

$$\begin{aligned} \frac{\delta u_g}{\delta z} = u_t &= -\frac{g}{f\theta} \vec{k} * \frac{\delta \theta}{\delta y} \\ \frac{\delta v_g}{\delta z} = v_t &= -\frac{g}{f\theta} \vec{k} * \frac{\delta \theta}{\delta x} \end{aligned}$$

Если атмосфера баротропная и изобары, изотермы параллельны, то $dT/dn = 0$, градиент температуры будет отсутствовать, а, значит, отсутствует и термический ветер. Итак, в баротропной атмосфере направление и скорость ветра с высотой не меняется.

Если в атмосфере существует вертикальный сдвиг ветра, то атмосфера бароклинна.

Определение термического ветра по синоптическим картам (ОТ 500-1000):

$$H_{1000}^{500} = 2,029 T_m$$

$$T_m \approx 0.5 H_{1000}^{500}$$

$$\frac{\delta T_m}{\delta n} = 0.5 \frac{\delta H_{1000}^{500}}{\delta n}$$

$$|\vec{v}_t| = 0.5 \frac{g}{f} 2.029 \frac{\delta H_{1000}^{500}}{\delta n}$$

Учитывая масштаб карты и частоту проведения изогипс:

$$1 \text{ см}:100 \text{ км}: |\vec{v}_t| = \frac{27}{\sin \varphi \Delta n}$$

$$1 \text{ см}:150 \text{ км}: |\vec{v}_t| = \frac{18}{\sin \varphi \Delta n}$$

где Δn – расстояние в см. между соседними изогипсами на картах ОТ.

Направление и скорость термического ветра позволяют, зная направление ветра на нижнем уровне, определить, как ветер будет меняться с высотой:

1. Ветер, на нижнем уровне направленный с запада на восток параллельно изобарам, соответствует адвекции тепла (если на западе тепло, на востоке холод). Например, часто наблюдается над европейской России в зимнее время, когда на севере давление высокое, а на юге низкое; более теплый воздух находится над Атлантикой. С высотой термический ветер возрастает и поворачивает вправо. **При адвекции тепла ветер с высотой поворачивает вправо**

2. Европейская территория России летом: адвекция холода, термический ветер направлен с востока на запад. Получаем усиление ветра с высотой, но **при адвекции холода ветер с высотой поворачивает влево**

Лекция 16-17 - Поле температуры

Характеристики поля температур:

- Более сложная пространственная организация.
- Существуют области, где температура изменяется скачкообразно, и области, где эти изменения плавные.
- Могут быть разрывы в поле, связанных с фронтальными зонами или резкими изменениями свойств подстилающих поверхности (границы море-суша, снежного покрова, лёд-открытая вода, а так же крупные водоемы и неровности рельефа).
- В свободной атмосфере неоднородности – локальные очаги тепла и холода – обусловлены вертикальными движениями в циклонах/антициклонах

Важной характеристикой поля температуры являются вертикальный и горизонтальные градиенты. Вертикальный градиент на два порядка больше горизонтального. Поэтому используется приближение:

- профилей температуры в покоящейся атмосфере – зависят только от z ,
- аномалий (отклонений) от этого профиля – зависят от x, y, z, t ,
- оценивается средняя температура слоя.

Уравнение потока тепла

Локальные изменения температуры:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right) - w \frac{\delta T}{\delta z} + \frac{dT}{dt}$$

Основные факторы изменения температуры:

- 1) $u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y}$ - адвекция – перенос температуры из другого района,
- 2) $w \frac{\delta T}{\delta z}$ – вертикальные движения - перенос температуры по вертикали,
- 3) $\frac{dT}{dt}$ – трансформация - изменение температуры частицы. «Эволюционный фактор»

Уравнение притока тепла:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right) - w \frac{\delta T}{\delta z} + \frac{dT}{dt}$$
$$\frac{dT}{dt} = \frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{dP}{dt} + \frac{\varepsilon}{C_p}$$

где $\frac{dP}{dt}$ - сухоадиабатический градиент

ε – сумма неадиабатических потоков тепла

C_p – теплоемкость при постоянном давлении

Раскрывая полные производные:

$$\frac{\delta T}{\delta t} + u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} + w \frac{\delta T}{\delta z} = \frac{\gamma_a}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + v \frac{\delta P}{\delta y} + w \frac{\delta P}{\delta z} \right) + \frac{\varepsilon}{C_p}$$

Для локальной производной (изменение температуры в конкретной точке):

$$-w \frac{\delta T}{\delta z} + \frac{\gamma_a}{\rho g} w (-g\rho) = w \left(\frac{\delta T}{\delta z} - \gamma_a \right)$$

$$\frac{\delta T}{\delta t} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right) - w(Y_a - Y) + \frac{Y u}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + v \frac{\delta P}{\delta y} + w \frac{\delta P}{\delta z} \right) + \frac{\varepsilon}{C_p}$$

Факторы изменения локальной температуры:

1) $\left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right)$ – Адвекция температура – чистый горизонтальный перенос без изменения температуры частиц

2) $w(Y_a - Y)$ – Влияние вертикальных перемещений, с учётом стратификации

3) $\frac{Y u}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + v \frac{\delta P}{\delta y} + w \frac{\delta P}{\delta z} \right)$ – Изменение давления

4) $\frac{\varepsilon}{C_p}$ – Неадиабатические потоки тепла

1) Адвективные изменения температуры

$$\frac{\delta T}{\delta t_{\text{адв}}} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right)$$

Примечание: положительными адвективные изменения называются, когда температура возрастает; отрицательными – когда убывает.

Интенсивность адвекции зависит от:

- градиента давления,
- градиента температуры,
- угла адвекции – угла между направлениями градиента температуры и градиента давления.

Уравнение движения для ускорения двух компонент скорости:

Отсюда

$$\frac{du}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta x} + f v \frac{dv}{dt} = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta y} - f u$$

Отсюда выражаем компоненты скорости

$$u = - \frac{1}{f \rho} \frac{\delta P}{\delta y} - \frac{1}{f} \frac{dv}{dt}$$

$$v = - \frac{1}{f \rho} \frac{\delta P}{\delta x} + \frac{1}{f} \frac{du}{dt}$$

Используя формулу геострофического ветра, получаем:

$$u = u_g - \frac{1}{f} \frac{dv}{dt}$$

$$v = v_g + \frac{1}{f} \frac{du}{dt}$$

$$\frac{\delta T}{\delta t_{\text{адв}}} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right) = - \left(u_g \frac{\delta T}{\delta x} + v_g \frac{\delta T}{\delta y} \right) - \frac{1}{f} \left(\frac{\delta T}{\delta y} \frac{du}{dt} - \frac{\delta T}{\delta x} \frac{dv}{dt} \right)$$

Адвективные изменения температуры разделились на геострофическую и агеострофическую адвекцию.

Геострофическая адвекция

$$\frac{\delta T}{\delta t_{\text{адв.геострф}}} = - \left(u_g \frac{\delta T}{\delta x} + v_g \frac{\delta T}{\delta y} \right)$$

Подставляя формулу геострофического ветра:

$$\frac{\delta T}{\delta t_{\text{адв.геострф}}} = -\frac{g}{f} \left(-\frac{\delta H}{\delta y} \frac{\delta T}{\delta x} + \frac{\delta T}{\delta y} \frac{\delta H}{\delta x} \right)$$

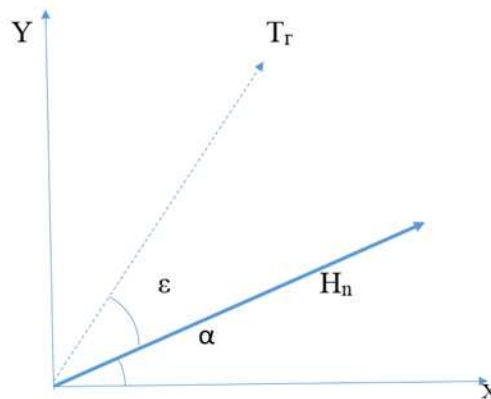


Рисунок 44. Градиент геопотенциала

Исходя из схемы (рис.44):

$$\frac{\delta H}{\delta x} = H_n \cos \alpha \quad \frac{\delta H}{\delta y} = H_n \sin \alpha \quad \frac{\delta T}{\delta x} = T_g \cos (\alpha + \varepsilon),$$

где H_n – градиент геопотенциала,

T_g – горизонтальный градиент поля температуры,

ε – угол адвекции. Отсчитывается против часовой стрелки от H_n к T_g .

Формула для геострофической адвекции:

$$\begin{aligned} \frac{\delta T}{\delta t_{\text{адв.геострф}}} &= \frac{g}{f} (T_g H_n \cos (\alpha + \varepsilon) \sin \alpha - T_g H_n \sin (\alpha + \varepsilon) \cos \alpha) \\ &= \frac{g}{f} T_g H_n (\cos (\alpha + \varepsilon) \sin \alpha - \sin (\alpha + \varepsilon) \cos \alpha) = \frac{g}{f} T_g H_n (\sin (\varepsilon)) \end{aligned}$$

Вывод: Адвекция температуры отсутствует, если:

1. $\sin(\varepsilon) = 0$: изогипсы и изотермы параллельны.

Квазистационарный фронт возникает, если фронт параллелен изобарам.

2. Градиенте температуры равен 0 – выполняется в замкнутых областях тепла или холода, поэтому через центр таких областей проходит линия нулевой адвекции.

3. Градиент геопотенциала равен 0 – выполняется в центрах замкнутых барических образований или на экстремумах давления (оси ложбин или гребня).

Там, где проходит линия нулевой адвекции, фронт меняет знак.

Часто характер адвекции определяется путем сравнения карт ОТ500/1000 и АТ700 по направлению градиента геопотенциала и градиента температуры.

Если $\sin(\varepsilon) > 0$ – адвекция холода, если $\sin(\varepsilon) < 0$ – адвекция тепла

При анализе адвективных изменений температуры, следует помнить, что адвекция может изменяться и иметь разные знак у земли и на высотах.

Агеострофическая адвекция:

$$\frac{\delta T}{\delta t}_{\text{адв.агеострф}} = -\frac{1}{f} \left(\frac{\delta T}{\delta y} \frac{du}{dt} - \frac{\delta T}{\delta x} \frac{dv}{dt} \right)$$

Отклонения ветра от геострофического обусловлено не =стационарностью движения – наличием ускорения $\frac{dv}{dt}$.

Адвективные изменения могут достигать порядка 10°C за сутки, доля агеострофических изменений в адвективных составляет 1-2°C.

Адвективные изменения вносят самый большой вклад в локальные изменения температуры в точке, причем и у земли, и в свободной атмосфере. Но чисто адвективные изменения даже превышают фактические изменения температуры, то есть другие факторы компенсируют влияние адвекции, уменьшая изменения.

Изменения температуры за счет влияния вертикальных движений

$$\frac{\delta T}{\delta t}_{\text{верт}} = -w(\gamma_a - \gamma)$$

где $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ – фактический градиент температуры

При адвекции тепла изменение температуры зависит от:

- от знака вертикальной скорости (восходящий или нисходящие движения),
- стратификации – её устойчивости или неустойчивости, то есть насколько реальное распределение стратификации в атмосфере отличается от сухоадиабатического:

- $\gamma_a < \gamma$ - сухонеустойчивая
- $\gamma_a > \gamma$ - устойчивая
- $\gamma_a = \gamma$ - нейтральная

Утверждение, что «при восхождении воздух охлаждается, а при нисхождении нагревается» учитывает только w , что связано с преобладанием сухоустойчивой стратификации в атмосфере и $(\gamma_a - \gamma) > 0$.

При неустойчивой стратификации $(\gamma_a - \gamma) < 0$ при восхождении воздух нагревается, а при нисхождении охлаждается. Неустойчивая стратификация редка, отчасти встречается только в районе экватора; над умеренными широтами развивается в дневные часы над прогретой сушей.

Поэтому в циклоне, в итоге (по суммарному действию нескольких суток), воздух охлаждается, в антициклоне – прогревается.

Эффектом неустойчивой стратификации является **бора**, являющаяся, по факту, холодным фёном, но бора сопровождается резким понижением температуры и фенового эффекта нет. Причины:

1. бора развивается на невысоких склонах (до 1000 м.) – т.е. фёновый эффект если и есть, то небольшой

2. развивается в следствии вторжения арктического воздуха. Разница температур между воздушными массами намного превышает фёновый эффект

3. вторгающаяся на тёплую поверхность холодная воздушная масса обычно стратифицирована неустойчиво. Нисходящие движения приводят к понижению, а не повышению температуры. Поэтому фёнового эффекта не возникает.

При восходящих движениях максимальный эффект (охлаждение) наблюдается в верхней тропосфера, при нисходящих максимальный эффект (нагрев) наблюдается в нижних слоях. Но, в целом, вклад вертикальных движений больше заметен в свободной атмосфере, где они по порядку сравнимы с адвективными изменениями.

Изменение давления

$$\frac{\delta T}{\delta t_{\text{давл}}} = -\frac{\gamma_a}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + w \frac{\delta P}{\delta y} \right)$$

Уравнения движения

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta x} &= f v - \frac{du}{dt} \\ \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta y} &= f u - \frac{dv}{dt} \end{aligned}$$

Отсюда:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta x} + f v &= \frac{du}{dt} \\ \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta y} - f u &= \frac{dv}{dt} \end{aligned}$$

Подставляем:

$$\begin{aligned} \frac{\delta T}{\delta t_{\text{давл}}} &= -\frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\delta P}{\delta t} + \frac{\gamma_a}{g} \left(u \left(f v - \frac{du}{dt} \right) + v \left(-f u - \frac{dv}{dt} \right) \right) \\ &= -\frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\delta P}{\delta t} + \frac{\gamma_a}{g} \left(f v u - u \frac{du}{dt} - f v u - v \frac{dv}{dt} \right) = \\ &= -\frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\delta P}{\delta t} - \frac{\gamma_a}{g} \left(u \frac{du}{dt} + v \frac{dv}{dt} \right) = -\frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\delta P}{\delta t} - \frac{\gamma_a}{g} \frac{d}{dt} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) \end{aligned}$$

Изменение температуры в точке зависит от локального изменения давления $\frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\delta P}{\delta t}$:
 при росте давления температура возрастает, при уменьшении давления температура падает. Как правило, изменения небольшие – изменения на 10гПа приводят к изменению температуры всего на 1 градус

При росте кинетической энергии $E_{\text{кин}} = (u^2 + v^2)/2$ температура падает; если кинетическая энергия уменьшается, то часть её переходит во внутреннюю энергию и температура растет

Неадиабатические потоки тепла

$$\frac{\delta T}{\delta t}_{\text{неадиаб}} = \frac{\varepsilon}{C_p} = \frac{\varepsilon_T + \varepsilon_\phi + \varepsilon_p}{C_p}$$

Где ε – приток тепла за счет:

ε_T - приток тепла за счет турбулентного переноса

ε_ϕ - приток тепла за счет фазовых переходов

ε_p - приток тепла за счет радиационного излучения

В планетарном пограничном слое максимальные изменения температуры связаны с

ε_T - турбулентным притоком тепла на границе с подстилающей поверхностью.

Максимальные градиенты температуры наблюдаются при смене подстилающей поверхности, когда изменения за сутки температуры воздуха в планетарном пограничном слое могут достигать 8-10 градусов, и иногда и больше 15 градусов например, зимой при выходе холодного континентального воздуха на теплую океаническую поверхность

Турбулентный теплообмен может оказывать влияние и в результате суточного хода. Но так как при крупномасштабном движении оперируем масштабами больше суток, то такие изменения являются обратимыми и влияют не сильно

Интенсивность турбулентного теплообмена и, как следствие, его влияние на температуру определяется географическими и погодными факторами:

- прозрачность атмосферы
- альбедо поверхности
- облачность
- свойства почвы
- характер растительности
- сезоны года
- географическая широта

В приземном пограничном слое изменения за счет турбулентного теплообмена по порядку сравнимы с адвективными, но их вклад резко уменьшается в свободной атмосфере.

Неадиабатические источники тепла, связанные с фазовыми переходами (ε_ϕ). Их вклад максимален на масштабах суток: во внутрисуточном процессе в результате конвекции может выделяться большое количество тепла, приводящее к повышению температуры. Во междусуточных процессах такие изменения обратимы, компенсируются между днем и ночью.

Изменения температуры за счет поглощения/излучения радиации(ϵ_p).
Значителен в масштабах суток. Чем более влажный воздух, тем, за счет высокой теплоёмкости водяного пара, больше эффект (например, в экваториальной воздушной массе).

Разный максимум облачности и интенсивности конвекции над сушей и над океанами. Над сушей максимум конвекция возникает за счет нагрева нижнего слоя и максимум конвекции и облачности наблюдается в дневные часы, над океаном конвекция возникает за счет охлаждения верхнего слоя и максимум конвекции и облачности наблюдается в предутренние часы. В целом за сутки, суммарный эффект не большой.

Максимальный вклад в локальные изменения температуры оказывают адвективные изменения, связанные с вертикальным переносом. Адвективные изменения одинаково велики и в пограничном слое, и в свободной атмосфере. В пограничном слое большой вклад вносят турбулентные изменения, а в свободной атмосфере - адиабатические изменения, связанные с вертикальными движениями

Лекция 18-19 - Поле потенциального вихря

Потенциальный вихрь – один из инвариантов в атмосфере – то есть его значение не меняется, и изменения его слагаемых должны компенсировать друг друга. Зная изменения одного слагаемого, можно вывести, как меняется другое

Поле потенциального вихря используется как один из наиболее ранних и достоверных признаков возникновения новых мощных циклонов

Поля завихренности циклона/антициклона, полный вихрь склона не являются консервативными характеристиками частицы, а изменяются.

Если скомбинировать уравнения тенденции вихря, получаем

$$P = \frac{\vec{\xi}_a \nabla \theta}{\rho} = \frac{1}{\rho} [\Omega_x \frac{\delta \theta}{\delta x} + \Omega_y \frac{\delta \theta}{\delta y} + (\xi + f) \frac{\delta \theta}{\delta z}]$$

где ξ_a – абсолютный вихрь

$$\xi_a = \xi + f$$

где f – планетарный вихрь

ξ – относительный вихрь

$dP/dt = 0$ – консервативная характеристика частицы – **потенциальный вихрь Эртеля**

Размерность $[dP/dt] = 10^6 \text{ К}^* \text{м}^2 / (\text{кг}^* \text{с}) = 1 \text{ рву}$

Это термодинамическая характеристика: объединяет динамические (завихренность, поле скорости) и термодинамические (горизонтальный градиент температуры, вертикальную стратификацию) характеристики

В тропосфере потенциальный вихрь практически однороден, в стратосфере резко начинает возрастать, появляется большой градиент. В качестве границы тропосферы и стратосферы используют 1,5 рву, в тропических и экваториальных широтах – 2 рву.

При опускании стратосферных частиц (в воронке стратопauзы) уменьшение градиента θ должны за счет инвариантности показателя компенсироваться положительной завихренностью, соотносится с циклоническим образованием

Квазигеострофический потенциальный вихрь (КПВ) ⁶

$$q = \xi_a + f + \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \theta}{\delta z}$$

По физической сущности, как и обычный вихрь, объединяет:

- абсолютную завихренность через параметр Кориолиса f и геострофическую завихренность;
- стратификацию атмосферы.

Характеристика может быть разложена на:

⁶ В дальнейшем, называется просто как «потенциальный вихрь»

- характеристику в покоящейся атмосфере $\theta_{ref}(z)$ – референтный профиль, зависящий только от высоты;

- аномалии от покоящейся атмосферы $\tilde{\theta}(x, y, z, t)$:

$$\theta(x, y, z, t) = \theta_{ref}(z) + \tilde{\theta}(x, y, z, t)$$

К покоящейся атмосфере относятся:

- N_0 – частота Вайселя-Брента:

$$N_0^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \theta}{\delta z}$$

- $\theta = 300$ К – потенциальная температура у поверхности земли

Квазигеострофический потенциальный вихрь может быть получен из выражения потенциального вихря Эртеля и аппроксимаций для геострофического приближения:

$$P = \frac{\bar{\xi}_a \nabla \theta}{\rho} = \frac{1}{\rho} \left[\Omega_x \frac{\delta \theta}{\delta x} + \Omega_y \frac{\delta \theta}{\delta y} + (\xi + f) \frac{\delta \theta}{\delta z} \right]$$

Таблица 5

Порядок величин в уравнении потенциального вихря Эртеля

Слагаемое	Порядок величины	Порядок
ρ	ρ_0	1
Ω_x, Ω_y	U/H	10^{-3}
$\frac{\delta \theta}{\delta x}, \frac{\delta \theta}{\delta y}$	$\frac{\theta_0}{G} f \frac{U}{H}$	$3 \cdot 10^{-6}$
$\xi + f$	f_0	10^{-4}

Так как слагаемые уравнения различаются на несколько порядков (таблица 5), то можно пренебречь первыми двумя.

Для квазигеострофической системы уравнения вихрь Эртеля записывается как

$$P = \frac{1}{\rho_0} \left[(\xi + f) \frac{\delta \theta}{\delta z} \right] = \frac{\theta_0}{g \rho_0} \left[(\xi + f) N^2 \right]$$

где N – реальная частота Вайселя-Брента в атмосфере.

Раскладываем давление на давление в покоящейся атмосфере и отклонение от него:

$$P = \frac{\theta_0}{g \rho_0} (f N_0^2 + \xi N_0^2 + f \tilde{N}_0^2 + \xi \tilde{N}_0^2)$$

Можно пренебречь $\tilde{N}_0$ и ξ , так как на синоптических масштабах они на порядок меньше N_0 и потенциального вихря соответственно.

Выражение для потенциального вихря:

$$P = \frac{\theta_0}{g \rho_0} N_0^2 (f + \xi_g + \frac{f}{N_0^2} \tilde{N}_0^2) = \frac{\theta_0}{g \rho_0} N_0^2 (f + \xi_g + \frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z})$$

где $(f + \xi_g + \frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z})$ – квазигеострофический вихрь

То есть в квазигеострофической системе уравнений потенциальный вихрь Эртеля отличается от квазигеострофического вихря на постоянную, поэтому они могут считаться аналогами, хотя и различаются по размерности.

Доказательство, что квазигеострофический вихрь – инвариант в квазигеострофической системе уравнений:

$$\frac{d_r \xi_g}{dz} = f \frac{\delta w}{\delta z}$$

Уравнение притока тепла:

$$\frac{d_r \tilde{\theta}}{dt} = \frac{\theta_0 N_0^2}{gf} w$$

из него выражаем вертикальную скорость:

$$w = \frac{d_r \tilde{\theta}}{dt} * \frac{g}{\theta_0 N_0^2}$$

$$\frac{d \xi_g}{dz} = f \frac{\delta(-\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \frac{d_r \tilde{\theta}}{dt})}{\delta z} = -f \left[\frac{d_r \left(\frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta z} \right)}{dt} + \frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta y} \right]$$

Для термического ветра:

$$\frac{\delta \Theta}{\delta x} = \frac{\delta \Theta_{ref}}{\delta x} + \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} = \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x}$$

$$\left[\frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta y} \right] = -\frac{g}{f_0 \theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} \frac{g}{\theta_0 N_0^2} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} + \frac{g}{f_0 \theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} \frac{g}{\theta_0 N_0^2} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} = 0$$

Остается

$$\frac{d \xi_g}{dt} = -f \frac{d_r \left(\frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta z} \right)}{dt}$$

$$\frac{d \xi_g}{dt} + f \frac{d_r \left(\frac{\delta \left(\frac{g}{\theta_0 N_0^2} * \tilde{\theta} \right)}{\delta z} \right)}{dt} = 0$$

Вносим под знак производной:

$$\frac{d \left(f + \xi_g + \frac{fg}{\theta_0 N_0^2} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} \right)}{dt} = 0$$

где $f + \xi_g + \frac{fg}{\theta_0 N_0^2} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z}$ выражение квазигеострофического вихря, являющееся инвариантом.

Для частицы в квазигеострофический вихрь системе уравнений:

$$q = \left(f + \xi_g + \frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} \right) = \text{const}$$

Отклонения потенциального вихря от состояния:

$$\frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = 0$$

$$\xi_g = 0$$

Получаем, что в покое атмосфере квазигеострофический вихрь является постоянной:

$$q_{ref} = f_0 = const = q_0$$

Выражение для отклонений квазигеострофического вихря от атмосферы в состоянии покоя:

$$\tilde{q} = q - q_0 = \xi_g + \frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = \xi_g + \frac{f}{N_0} N^2$$

Обратимость потенциального вихря

Из уравнения гидростатики

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\delta P}{\delta z} = \frac{g}{\theta_0} \tilde{\theta}$$

Для завихренности

$$\xi_g = - \frac{g}{f \rho_0} \nabla^2 \tilde{p}$$

Подставим в выражение аномалий квазигеострофического вихря

$$\tilde{q} = \xi_g + \frac{f}{N_0} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = - \frac{g}{f \rho_0} \nabla^2 \tilde{p} + \frac{f}{N_0 \rho_0} \frac{\delta^2 \tilde{p}}{\delta z^2}$$

По сути похоже на трехмерный лапласиан Lq , но разные множители при слагаемых.

$$\tilde{q} = Lq(\tilde{q})$$

Введем обратный оператор:

$$Lq^{-1}(\tilde{q}) = Lq^{-1} Lq(\tilde{p}) = \tilde{p}$$

Получаем поле отклонения давления от состояния покоя.

Проведем интегрирование и получим распределения давления, а через него, используя уравнение квазигеострофической системы, можем получить остальные переменные: завихренность, а через нее – поля u и v , затем производную вертикальной скорости и отклонения потенциальной температуры.

Эти операции являются вычислительно устойчивыми - решаются одним уравнением, решение которого достаточно простое и известное. Таким образом, уменьшается вероятность ошибки.

Оператор трёхмерного лапласиана является линейным: можно разложить поле на среднее и аномалии, к каждому из которых применить операцию интегрирования. Сумма полученных интегралов будет идентична, если применить оператор к полному полю вихря.

Закономерности распределения температуры, давления, завихренности для крупномасштабных (синоптических) движений

Потенциальный вихрь практически постоянный, поэтому можно ввести **аппроксимацию о постоянстве квазигеострофического вихря в тропосфере.**

Условия:

1. Отсутствие неадиабатических источников тепла
2. Отсутствие фазовых переходов или они происходят при влажноадиабатическом процессе

Так как неадиабатические источники тепла в свободной атмосфере встречаются редко и обратимы, в умеренных широтах фазовые переходы на масштабах суток обратимы, то для синоптических процессов в умеренных широтах гипотеза о постоянстве квазигеострофического вихря в тропосфере применима

Допущения:

1. Тропосфера ограничена снизу землей, сверху тропопаузой.
2. Тропопауза представляет собой твердую непроницаемую крышку, нет обмена веществом между тропосферой и стратосферой
3. Рассматриваются оси Ox и Oz .

Если квазигеострофический вихрь постоянен (что говорит только о взаимной компенсации аномалий температуры и завихренности, а не значит, что атмосфера в состоянии покоя):

$$\tilde{q} = \tilde{q} + q_0 = \tilde{q} + f_0 = \text{const}$$

И аномалии потенциального вихря не существует:

$$\tilde{q} = 0$$

Получаем:

$$\xi_g + \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = 0$$

Пример: Локализация аномалий тропосферы по высоте

Предположим, что есть циклоническая аномалия ($\tilde{P} < 0$), ей соответствует положительная аномалия завихренности.

• Пусть аномалия расположена в средней тропосфере. Изобары максимально прогнуты там, где максимум аномалии, по мере приближения к земле они выхолаживаются. Аномалия температуры по вертикали и барическая ступени связаны через уравнения статики. Где изобары сближены, находится холодный воздух, а где удалены друг от друга – тёплый. Потенциальная температура с высотой растет, поэтому положительной аномалии соответствует прогиб поверхности равной потенциальной температуры вниз, и наоборот. В районах аномалии эти поверхности сближаются, частота Вейселя-Брента возрастает, $\xi > 0$. Эта ситуация не удовлетворяет условию квазигеострофического вихря. Поэтому в средней тропосфере циклонические/антициклонические аномалии существовать не могут, так как слагаемые выражения $\tilde{q} = \xi_g + \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = 0$ должны компенсировать друг друга, а тут наблюдали бы рост обеих слагаемых, и потенциальный вихрь не сохраняется

• Пусть максимум циклонической аномалии локализован у земли, тогда максимум положительной завихренности возникает так же у земли. Изобарические поверхности прогибаются вниз и максимальный прогиб расплoжён у земли, с высотой изобарические поверхности будут выхолаживаться. Изобарические поверхности в районах аномалий удаляются друг от друга, таким образом, dp/dz уменьшается, что происходит в более теплом воздухе. Поэтому здесь находится положительная аномалия температура, максимум которой локализован у поверхности земли. Это соответствует прогибу вниз изоэнтропических поверхностей, максимальный прогиб наблюдается у поверхности земли, с высотой он исчезает. Таким образом, изоэнтропические поверхности удаляются друг от друга, что значит уменьшение градиента потенциальной температуры с высотой, и статическая устойчивость уменьшается.

Аномалии друг друга компенсируют, потенциальный вихрь сохраняется, что удовлетворяет условиям существования такой аномалии. Поэтому у земли экстремум аномалий температуры. Завихренность существовать может

• Циклоническая аномалий находится вблизи тропопаузы: изобарические поверхности прогибаются вниз и максимальный прогиб расплoжён в районе тропопаузы и уменьшается при приближении к земле. Это означает увеличение dp/dz , наличие очага холода (отрицательной аномалии температуры), что соответствует прогибу вверх изоэнтропических поверхностей, максимальный прогиб находится в районе тропопаузы и уменьшается при приближении к земле. Таким образом, изоэнтропические поверхности удаляются друг от друга, уменьшается градиент потенциальной температуры и статическая устойчивость так же уменьшается, поэтому завихренность возрастает и аномалия завихренности положительна. Аномалии друг друга компенсируют, потенциальный вихрь сохраняется, что удовлетворяет условиям существования такой аномалии. Поэтому в районе тропопаузы возможен экстремум аномалий давления.

Для антициклонической завихренности выводы аналогичные, но с противоположным знаком. В районе тропопаузы и у нижней границы свободной атмосферы возможно существование максимума антициклонической аномалии

Выводы:

- Циклонической аномалии у земли соответствует минимум давления, максимум завихренности, температуры и уменьшение статической устойчивости.
- Антициклонической аномалии у земли соответствует максимум давления, минимум завихренности, температуры и увеличение статической устойчивости.
- Циклонической аномалии в тропопаузе соответствует минимум давления, положительная завихренности, очаг холода и уменьшение статической устойчивости.
- Антициклонической аномалии в тропопаузе соответствует максимум давления, отрицательная завихренности, очаг тепла и увеличение статической устойчивости.

Так же существует связь между горизонтальным размером аномалии температуры и амплитудой аномалия вихря и аномалии устойчивости.

$$\frac{g}{f\rho_0} \nabla^2 \tilde{p} + \frac{1}{N_0^2 \rho_0} \frac{\delta^2 \tilde{p}}{\delta z} = 0$$

Для характерных размеров l и h получаем порядки слагаемых

$$\left[\frac{g}{f\rho_0} \nabla^2 \tilde{p} \right] = A = \frac{1}{f_0 \rho_0} \frac{\tilde{p}}{l^2}$$

$$\left[\frac{1}{N_0^2 \rho_0} \frac{\delta^2 \tilde{p}}{\delta z} \right] = B = \frac{1}{N_0^2 \rho_0} \frac{\tilde{p}}{h^2}$$

Так как сумма = 0, то порядки так же равны:

$$A = B$$

$$l = N_0 h / f_0$$

Используя выражения аномалий потенциального вихря:

$$\tilde{q} = \xi_g + \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z}$$

И вводим порядки:

$$\Xi = B = \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\tilde{\theta}}{h^2}$$

$$\Xi = \frac{g \tilde{\theta}}{N_0^2 \theta_0 l}$$

Таким образом, величина аномалий завихренности определяется масштабом температуры. Если аномалия температуры небольшая, то соответствующая ей завихренность так же небольшая, и наоборот.

Условия существования квазипотенциального вихря нарушаются, когда возникают неадиабатические источники тепла:

- А) возникают поверхности интенсивной конвекции, приводящие к выделению скрытого тепла,
- Б) существует внешний теплообмена - переход воздушной массы с более холодной на более теплую подстилающую поверхность,
- В) существует поток явного тепла.

Тогда возникают аномалии потенциальной температуры, приводящие к искривлению изоэнтропических областей. Меняется и поле давления, и поле вихря, возникают аномалии потенциального вихря

Пример: Аномалия тепла, возникшая в следствии процесса конденсации в середине тропосферы. Теплая положительная аномалия соответствует прогибу изоэнтропических областей, уменьшающихся при удалении от аномалии вверх и вниз. Выше центра аномалии они удаляются друг от друга, статическая устойчивость уменьшается, а ниже—сближаются, статическая устойчивость растет. В зоне высокой температуры изобарические поверхности удаляются друг от друга (барическая ступень уменьшается). Выше уровня адвекции возникает антициклон, характерна отрицательная аномалия завихренности и положительная давления; выше очага тепла уменьшается статическая

устойчивость. Оба слагаемых в уравнении вихря отрицательны, то есть возникает отрицательная аномалия вихря. Ниже источник тепла возникает циклон, характерна положительная аномалия завихренности и отрицательная давления возрастает циклоническая устойчивость, наблюдается положительная аномалия вихря.

Итак, при возникновении источника тепла в средней тропосфере в верхней атмосфере будут возникать отрицательная аномалия вихря, в нижней – положительные.

При возникновении очага холода в средней тропосфере в верхней атмосфере будут возникать положительные. аномалия вихря, в нижней – отрицательная.

Можно решать и обратную задачу: через аномалии потенциального вихря выводить остальные характеристики. Изменения в окрестностях потенциального вихря наблюдаются на синоптических горизонтальных масштабах, а не являются локальным эффектом.

Аномалия завихренности лучше видна в поле потенциального вихря, чем в полях температуры и давления, поэтому такой район может быть рассматриваться как район вероятной генерации нового циклона.

Размер аномалий потенциального вихря влияет на поле

Максимальный отклик будет динамический (в поле завихренности), если

$$A \gg B$$

$$l \ll \frac{N_0 h}{f_0} = R_d \text{ (радиус деформации Россби)}$$

- Если горизонтальный масштаб аномалий потенциального вихря меньше радиуса деформации Россби, то $A \gg B$, и такой ситуации соответствует большая аномалия завихренности

- Если горизонтальный масштаб аномалий потенциального вихря меньше радиуса деформации Россби, то $A \ll B$, и основной отклик будет в статической устойчивости

Если тропопауза рассматривается как непроницаемая крышка: в стратосфере существует озоновый слой, поглощающий ультрафиолетовую радиацию, вышележащие слои нагреваются, поэтому в стратосфере температура быстро растет с высотой, и статическая устойчивость резко возрастает, здесь будет положительная аномалия атмосферного вихря. Учитывая планетарные размеры озонового слоя, можно сказать, что в стратосфере главный отклик будет в статической устойчивости.

Но если рассматривать адиабатические процессы синоптических масштабах и наблюдающиеся вертикальные движения: при нисходящих движениях тропопауза будет опускаться, тогда стратосферные частицы с большими значениями потенциального вихря так же будет опускаться вниз и в **воронке тропопаузы** будет возникать положительная аномалия потенциального вихря, которой соответствует **циклоническая аномалия** и **очаг холода** в тропосфере.

При **прогибе тропопаузы** вверх, тропосферные частицы с меньшими значениями потенциального вихря поднимаются в тропопаузу и будет возникать отрицательная

аномалия потенциального вихря, которой соответствует **антициклоническая аномалия** и **положительная аномалия температуры в тропосфере**.

Лекция 20-21 - Поле вертикальных движений

Роль вертикальных движений:

- образование облачности и осадков
- ливневые осадки
- грозы
- шквалы

Необходимо учитывать, что в зависимости от причин, порождающих вертикальные движения, будут отличаться их характер, масштабы, интенсивность и возникающие как следствие явления.

Причины вертикальных потоков:

- турбулентная вязкость
- нестационарность атмосферных процессов (наличие ускорения)
- влияние орографии (рельефа)
- сила плавучести
- волновые движения (как правило, возникают на поверхностях раздела: фронтальных поверхностях, зонах инверсии)

В зависимости от причин отличается:

- скорость,
- площадь, занятая движениями одного знака,
- устойчивость во времени и пространстве

В соответствии с этим выделяют пять типов вертикальных движений:

1. Неупорядоченные вертикальные движения, связанные с турбулентностью
2. Упорядоченные местные вертикальные движения, связанные с конвекцией:
 - вертикальные перемещения в кучевых и кучево-дождевых облаках;
 - связанные с местными вихрями шквалы, смерчи;
 - связанные с местными циркуляционными системами: фены, горно-долинные ветры, бризы
3. Вертикальные движения, связанные с волновыми процессами различного происхождения
 - чаще всего волновые движения на поверхностях инверсии
4. Вертикальные движения, обусловленные влиянием на воздушную массу орографических препятствий (возникающие при обтекании неровности рельефа)
5. Крупномасштабные упорядоченные вертикальные движения, обусловленные приземным трением и нестационарностью атмосферных движений:
 - вертикальные движения на атмосферных фронтах
 - вертикальные движения в центрах циклонов и антициклонов

Наибольшая роль на синоптических масштабах принадлежит **крупномасштабным вертикальным движениям**. Они вносят особый вклад в явления погоды, связанные с

образованием водяного пара и, соответственно, формированием облаков, прежде всего, слоистообразных

Причины:

1. Нестационарность конвективных движений
2. Трение о земную поверхность.

Обе причины создают конвергенцию и дивергенцию потоков, а, следовательно, возникают области восхождения и нисхождения воздуха.

В отличие от других типов вертикальных движений, крупномасштабные:

- охватывают значительную толщу атмосферы и большие горизонтальные пространства,
- мало меняются во времени и в пространстве,
- области, занятые движением одного знака, сравнимые по размерам циклонами и антициклонами,
- порядок горизонтальных масштабов – 1000 км, вертикальный – несколько километров,
- продолжительность существования – несколько суток.

Роль:

- главный фактор формирования и эволюции обширных облачных систем, прежде всего, слоистообразных облаков и, соответственно, зон обложных осадков
- изменение локальной температуры воздуха в свободной атмосфере

Хотя скорость подъёма/опускания относительно невелика (см/сек), но из-за продолжительности несколько суток, суммарные итоговые изменения полей значительны.

Вертикальные скорости не измеряются непосредственно и не определяются визуально, а рассчитываются по значениям других переменных и является диагностической характеристикой.

В качестве характеристик вертикального движения используют:

- 1) Вертикальная скорость

$$w = dz/dt$$

- 2) Аналог вертикальной скорости

$$r = dP/dt$$

Возьмем производную по времени от уравнения статики:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\delta P}{\delta z} \right) = \frac{d}{dt} (-g\rho)$$

и сохраним величины первого порядка малости:

$$\tau \approx -g\rho w$$

Аналог вертикальной скорости и вертикальная скорость имеют противоположные знаки:

- восходящим движениям соответствует $w > 0$, $\tau < 0$,

- нисходящим движениям соответствует $w < 0, \tau > 0$.

Вертикальные перемещения и агеострофический ветер на 1-2 порядка малости отличаются от геострофической циркуляции. Поэтому часто две компоненты - агеострофический ветер и вертикальную скорость - называют *«циркуляциями второго порядка малости» («вторичными циркуляциями»)*.

Квазигеострофическое уравнение для вертикальной скорости (омега-уравнение)

С его помощью можно понять как и где возникают вторичные циркуляции.

Базовые уравнения для вывода квазигеострофического уравнения вертикальной скорости:

А) Уравнения движения:

$$\begin{aligned}\frac{\delta u_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta u_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta u_g}{\delta y} &= f v_{ag} \\ \frac{\delta v_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta v_g}{\delta y} &= -f u_{ag}\end{aligned}$$

Б) Уравнение притока тепла:

$$\frac{d\theta}{dt} + \vec{v}_g \nabla \tilde{\theta} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 w$$

Соотношение термического ветра - описывает закон подстройки с высотой барического поля под термическое. В квазигеострофическом приближении соотношение термического ветра должно сохраняться:

$$\begin{aligned}\frac{\delta v_g}{\delta z} &= \frac{g}{f \theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} \\ \frac{\delta u_g}{\delta z} &= \frac{g}{f \theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y}\end{aligned}$$

Продифференцируем второе уравнение:

$$\begin{aligned}\frac{\delta v_g}{\delta t} + u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} + v_g \frac{\delta v_g}{\delta y} &= -f u_{ag} \Big| \frac{\delta}{\delta z} \\ \frac{d(\frac{\delta v_g}{\delta t})}{dt} + \frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta y} &= -f \frac{\delta u_{ag}}{\delta z} \\ \frac{\delta}{\delta z} \left(u_g \frac{\delta v_g}{\delta x} \right) &= \frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + u_g \frac{\delta}{\delta z} \left(\frac{\delta v_g}{\delta x} \right) = \frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + u_g \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{\delta v_g}{\delta z} \right) \\ \frac{d(\frac{\delta v_g}{\delta t})}{dt} + \frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta y} &= -f \frac{\delta u_{ag}}{\delta z} \Big| *f => \\ => \frac{d(f \frac{\delta v_g}{\delta t})}{dt} &= -Q_1 - f^2 \frac{\delta u_{ag}}{\delta z},\end{aligned}$$

$$\text{где } Q_1 = f \left(\frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right)$$

Q_1 можно записать несколькими способами, учитывая бездивергентность движения:

$\frac{\delta u_g}{\delta z} = -\frac{\delta v_g}{\delta y}$ и соотношение термического ветра.

Получили эволюцию левой части уравнения соотношения термического ветра:

$$Q_1 = f \left(\frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) = -f \left(\frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta z} - \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta z} \right) = \frac{g}{\theta_0} \left(-\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right) \\ = -\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta x} \right)$$

Для получение правой части возьмем производную от уравнения притока тепла:

$$\frac{d(\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x})}{dt} + \frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x}$$

$$\frac{d(\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x})}{dt} + \frac{\delta u_g}{\delta x} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta x} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} = -\frac{\theta_0}{g} N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x} \quad | * \frac{g}{\theta_0} \Rightarrow \frac{d(\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x})}{dt} = Q_1 - N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x}$$

Вывод:

Слева стоит эволюция левой и правой части соотношения термического ветра, которое в квазигеострофической системе должно сохраняться.

В правой части обеих уравнений находится Q_1 , но с разными знаками. Следовательно, Q_1 «стремится нарушить» соотношения термического ветра: способствует росту правой части и уменьшению левой части.

В Q_1 входят потенциальная температура и только геострофические компоненты, поэтому его называют «**геострофический форсинг**».

В квазигеострофической системе чисто геострофическая циркуляция удаляет систему от состояния равновесия, а сохранения равновесия обеспечивается за счет циркуляций второго порядка - вертикальной скорости и агеострофического ветра $f^2 \frac{\delta u_{ag}}{\delta z}$.

Что бы соотношение термического ветра сохранялось

$$N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x} - f^2 \frac{\delta u_{ag}}{\delta z} = 2Q_1$$

Для второй компоненты термического ветра: продифференцируем по z второе уравнение движения, по y – уравнение притока тепла. Получаем:

$$\frac{d_r(-f \frac{\delta u_{ag}}{\delta z})}{dt} = -Q_2 + f^2 \frac{\delta v_{ag}}{\delta z} \\ \frac{d_r(\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y})}{dt} = Q_2 - N_0^2 \frac{\delta w}{\delta y}$$

Q_2 через геострофическую циркуляцию и через потенциальную температуры

$$Q_2 = -f \left(\frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta z} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta z} \right) = -\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta x} \frac{\delta u_g}{\delta y} + \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} \right) \\ N_0^2 \frac{\delta w}{\delta y} - f^2 \frac{\delta v_{ag}}{\delta z} = 2Q_2$$

Получили два уравнения для двух компонент Q и трех компонент вторичной циркуляции:

$$N_0^2 \frac{\delta w}{\delta y} - f^2 \frac{\delta v_{ag}}{\delta z} = 2Q_2 \Rightarrow N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x} - f^2 \frac{\delta u_{ag}}{\delta z} = 2Q_1$$

Дифференцируем и складываем

$$\begin{cases} N_0^2 \frac{\delta w}{\delta y} - f^2 \frac{\delta v_{ag}}{\delta z} = 2Q_2 & | \frac{\delta}{\delta y} + \\ N_0^2 \frac{\delta w}{\delta x} - f^2 \frac{\delta u_{ag}}{\delta z} = 2Q_1 & | \frac{\delta}{\delta x} \end{cases}$$

Уравнение неразрывности в квазигеострофической системе:

$$\frac{\delta u_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta v_{ag}}{\delta x} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0$$

Получим квазигеострофическое уравнение для вертикальной скорости

$$N_0^2 \nabla^2 w + f^2 \frac{\delta^2 \tilde{w}}{\delta z^2} = 2\text{div}(\vec{Q})$$

В левой части находится трехмерный лапласиан потенциальной скорости

$$N_0^2 \nabla^2 w + f^2 \frac{\delta^2 \tilde{w}}{\delta z^2} = L_w(w)$$

Получаем диагностическое выражение вертикальной скорости:

$$w = L_w^{-1}(2\text{div}(\vec{Q}))$$

Качественная интерпретация: положительный лапласиана соответствует минимуму функции, а отрицательный - максимуму. У поверхности земли считаем, что вертикальные скорости отсутствуют ($w=0$), поэтому восходящие движения могут интерпретироваться как максимум функции, нисходящие – как минимум.

Лапласиан положителен при $2\text{div}(\vec{Q}) > 0$

Вывод:

- Там, где наблюдается дивергенция ($2\text{div}(\vec{Q}) > 0$) геострофического форсинга, будут минимальные значения w и нисходящие движения.
- Там, где наблюдается конвергенция ($2\text{div}(\vec{Q}) < 0$) геострофического форсинга, будут максимум значения w и восходящие движения.
- Если геострофический форсинг $Q = 0$, то движение бездивергентно.

Влияние циркуляций второго порядка на поддержание равновесия в квазигеострофической системе

Рассмотрим идеализированную бароклинную зону в умеренных широтах и циклоническую аномалию.

В умеренных широтах атмосфера бароклинна, в идеализированной бароклинной зоне будет наблюдаться сильный меридиональный градиент температуры, а, соответственно,

и меридиональный градиент давления, создающий зональный поток ветра. Они находятся в квазигеострофическом равновесии.

Основные характеристики бароклинной зоны⁷:

1) Меридиональный градиент температуры

$$\frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y} = -\Gamma_T (\approx 1K/100km)$$

Знак минус означает убывание температуры с юга на север,

2) Западный зональный ветер с максимумом на уровне тропопаузы.

Предположим, что он не зависит от долготы.

Соотношение термического ветра.

$$\frac{\delta \bar{u}}{\delta z} = -\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta y}$$

3) Предположим, что давление изменяется только по оси Oy

$$\bar{u} = -\frac{1}{\rho f} \frac{\delta P}{\delta y}$$

4) Статическая устойчивость равна таковой в покоящейся атмосфере

$$\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z} = 0$$
$$\frac{\delta \theta_{ref}}{\delta z} \neq 0$$

5) Для завихренности

$$\bar{q} = f + \bar{\xi}_g + \frac{f}{N_0^2} \frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \tilde{\theta}}{\delta z}$$

потенциальный вихрь постоянен и равняется планетарному вихрю:

$$f = \text{const}$$

$$6) Q_1 = f \left(\frac{\delta u_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta x} + \frac{\delta v_g}{\delta z} \frac{\delta v_g}{\delta y} \right)$$
$$Q_2 = -f \left(\frac{\delta u_g}{\delta y} \frac{\delta v_g}{\delta z} - \frac{\delta v_g}{\delta y} \frac{\delta u_g}{\delta z} \right)$$

Так как дивергенция $Q = 0$, то отсутствуют вертикальные движения. То есть, по уравнению неразрывности, отсутствует и агеострофический ветер, циркуляция чисто геострофическая.

Интерпретация: в средней бароклинной зоне все частицы воздуха увлекаются с запада на восток, оставаясь на одной и той же высоте. Каждая частица замещается другой с точно такими же свойствами, так как вдоль широты температура и давление не меняется). Состояние атмосферы устойчивое. Равновесие системы сохраняется за счет стационарности потока. Нет необходимости возникновения вторичной циркуляции (геострофический форсинг отсутствует, его не надо компенсировать).

⁷ Основные характеристики обозначаются $\bar{x}$, аномалия - x' .

Реальную атмосферу можно считать идеализированной бароклиной зоной), когда господствует явно выраженный зональный тип циркуляции. В частности, когда на севере находится обширный циклон, на юге – полоса высокого давления, господствует квазизональный западный перенос.

Циклонические/антициклонические аномалии

Предположим, в бароклиной зоне возникла циклоническая аномалия давления с максимумом у земли.

Рассмотрим двумерный случай (Ох и Oz):

$$u'_g = - \frac{1}{\rho f} \frac{\delta P'}{\delta y} = 0$$

,так как аномалия существует только вдоль оси Ох:

$$\frac{\delta P'}{\delta y} = 0.$$

$$v'_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\delta P'}{\delta x}$$

В идеализированной бароклиной зоне квазигеострофической потенциальной вихрь сохраняется.

Циклонической аномалии у земли соответствуют:

- положительная аномалия потенциальной температуры,
- положительная завихренность

$$\xi'_g = \frac{\delta v'}{\delta x} - \frac{\delta u'}{\delta y}$$
$$\xi'_g > 0$$
$$\delta v' / \delta x > 0$$

Это значит, что к востоку от аномалии ветер южный, а к западу – северный. Максимум аномалий потенциальной температуры находится в центре.

$$\delta \theta' / \delta x > 0 \text{ – к западу от аномалии}$$

$$\delta \theta' / \delta x < 0 \text{ – к востоку от аномалии.}$$

Так как максимум аномалий давления и завихренности расположен у земли, то и максимальный меридиональный ветер так же у земли

$$\delta v' / \delta z < 0 \text{ – южный ветер (к востоку от аномалии)}$$

$$\delta v' / \delta z > 0 \text{ – северный ветер (к западу от аномалии)}$$

И к западу, и к востоку соотношение термического ветра сохраняется, учитывать циркуляции второго порядка не требуется.

Компоненты геострофического форсинга для циклонической аномалии в состоянии равновесия:

$$Q_2 = -f \left(\frac{\delta u}{\delta y} \frac{\delta v'}{\delta z} - \frac{\delta v'}{\delta y} \frac{\delta \bar{u}}{\delta z} \right)$$

Меридиональной компоненты ветра в бароклиной зоне нет, присутствует лишь зональный ветер:

$$\bar{u} = f(z)$$

$$\bar{v} = 0$$

Для двумерной циклонической аномалии:

$$\frac{\delta P'}{\delta y} = 0$$

$$u' = 0$$

$$v' = f(x, z)$$

$$\frac{\delta u}{\delta y} \frac{\delta v'}{\delta z} = 0 \text{ и } \frac{\delta v'}{\delta y} \frac{\delta \bar{u}}{\delta z} = 0, \text{ то } Q_2 = 0$$

$$Q_1 = -f \left(\frac{\delta(\bar{u} + u')}{\delta z} \frac{\delta v'}{\delta x} + \frac{\delta v'}{\delta z} \frac{\delta v'}{\delta y} \right)$$

Так как $u' = 0$,

$$v' = f(x, z),$$

$$\frac{\delta v'}{\delta z} \frac{\delta v'}{\delta y} = 0$$

то

$$Q_1 = -f \frac{\delta(\bar{u})}{\delta z} \frac{\delta v'}{\delta x} = f \xi'_g \frac{\delta(\bar{u})}{\delta z},$$

где $\xi'_g = \frac{\delta v'}{\delta x} - \frac{\delta u'}{\delta y} = \frac{\delta v'}{\delta x}$, так как $\frac{\delta u'}{\delta y} = 0$.

Так как в северном полушарии $f > 0$, то в идеализированной бароклинной зоне ветер растёт с высотой:

$$\frac{\delta(\bar{u})}{\delta z} > 0$$

Следовательно, знак Q зависит от завихренности.

Распределение вертикальных движений

Дивергенция

$$\text{div} Q = \frac{\delta Q}{\delta x} = f \frac{\delta(\bar{u})}{\delta z} \frac{\delta \xi'_g}{\delta x}$$

$$\text{div} Q = \nabla^2 w + \delta^2 w / \delta z^2$$

- Если $\text{div} Q > 0$, $w < 0$ - восходящие движения,
- Если $\text{div} Q < 0$, $w > 0$ - нисходящие движения.

В восточной части циклонической аномалии:

$$\frac{\delta \xi'_g}{\delta x} > 0$$

$$\text{div} Q > 0, w < 0$$

В западной части циклонической аномалии:

$$\frac{\delta \xi'_g}{\delta x} < 0$$

$$\text{div} Q < 0, w > 0$$

Итак, в передней части циклонической аномалии будут восходящие движения, а в тылу (западной части) – нисходящие.

Изменение полей в центре аномалии

Если в западной части аномалии северный ветер, который переносится зональным потоком, то на высотах скорость переноса выше, чем у земли, и в центре аномалии возникает отрицательный сдвиг ветра:

$$\frac{\delta v}{\delta z} < 0$$

В передней части южные ветра приносят теплый воздух, в тыловой северные ветра - холодный воздух. Язык холода и язык тепла усилятся за счет меридиональной адвекции.

В центре аномалии знак меняется:

$$\frac{\delta \theta}{\delta x} > 0$$

Соотношение геострофического ветра нарушается, так как в результате адвекции тепла и холода $\frac{\delta v}{\delta z}$ уменьшается, а $\frac{\delta \theta}{\delta x}$ увеличивается:

$$d\left(\frac{\delta v}{\delta z}\right)/dt \sim Q_1 = -f \frac{\delta(\bar{u})}{\delta z} \frac{\delta v'}{\delta x} < 0$$
$$d\left(\frac{\delta \theta}{\delta x}\right)/dt \sim fQ_2 = -\frac{g}{\theta_0} \frac{\delta \theta}{\delta y} \frac{\delta v'}{\delta x} > 0,$$

так как

$$\frac{g}{\theta_0} > 0, \frac{\delta \theta}{\delta y} < 0, \frac{\delta v'}{\delta x} > 0$$

Вывод: зональная и меридиональная геострофическая адвекция, связанная с циклонической аномалией и бароклинной зоной, удаляет систему от состояния равновесия и соотношение термического ветра нарушается. Восстановление происходит за счет циркуляций второго порядка:

- адвекцию тепла с юга компенсируется охлаждением за счёт восходящих движений
- адвекцию холода с севера компенсируется нагревом в нисходящих потоках

Вертикальные скорости компенсируют эффект увеличения градиента температуры $\frac{\delta \theta}{\delta x}$ за счет меридиональной адвекции.

Под восходящими движениями наблюдается конвергенция, под нисходящими – дивергенция, поэтому появляется довольно значительная агеострофическая компонента $u_{ag} > 0$ с максимумом у земли, которая усиливает перенос у земли и компенсирует неравномерный перенос по вертикали.

Примеры в реальной атмосфере: В циклоне наиболее сильные в крупном масштабе восходящие движения происходят перед теплом фронте, самые сильные ветра наблюдаются в теплом секторе

Циркуляции второго порядка - агеострофический ветер и вертикальные скорости - появляются в момент начала взаимодействия циклонической аномалии и бароклинной зоны. Отсюда следует, что в циклоне не обязательно существуют крупномасштабные вертикальные движения. Так, если находимся в малом градиентном поле (в первую очередь, в термически однородном поле), равновесие не нарушается и вертикальные

движения не образуется. Но такая ситуация встречается не очень часто, так как в умеренных широтах практически всегда присутствует бароклинность.

Вертикальные движения вблизи фронтальной поверхности

Выведем формула для оценки интенсивности восходящих движений на фронтальной поверхности. Пусть

- 1) ось Ox направлена перпендикулярно фронту, а Oy – параллельно фронту
- 2) вдоль фронта скорости не меняются

Уравнение неразрывности в гипотезе Буссинеска:

$$\frac{\delta v}{\delta y} = 0$$
$$\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} + \frac{\delta w}{\delta z} = 0$$
$$w = - \int_0^{BGA} \frac{\delta u}{\delta x} dz = - \int_0^{BGA} \frac{\delta z}{\delta x} du$$

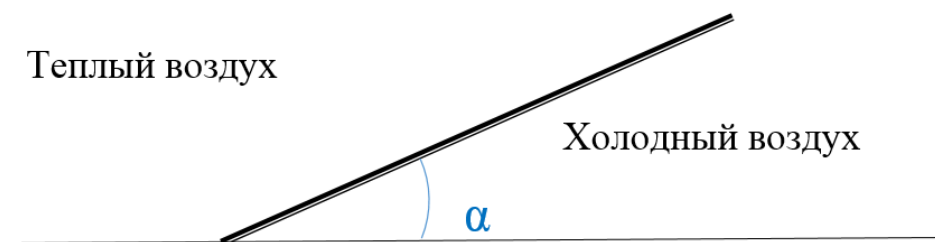


Рисунок 45. Фронтальная поверхность

Угол наклона фронтальных поверхностей (рис.45):

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta z}{\delta x}$$

Вертикальные скорости восхождения:

$$w = - \operatorname{tg} \alpha \int du$$

Интенсивность восходящих движений определяется:

- углом наклона фронтальных поверхностей,
- разностями скоростей, нормальных к фронту, в холодной и воздушной массах по разные стороны от фронтальной поверхности.

Турбулентные движения на фронте возникают за счет:

- сдвига скоростей ветра на фронтальной поверхности,
- разности плотностей теплого и холодного воздуха (незначительное влияние).

Распределение турбулентных фронтальных движений вблизи фронта:

- 1.) Непосредственная близость к фронту - 10-20 км от приземной линии фронта:
 - сильные восходящие движения с максимумом около 800 м. над уровнем моря,
 - система облаков может размываться, падать интенсивность осадков.

2.) 10-20... 50-70 км от приземной линии фронта:

- очаг положительных скоростей турбулентных восходящих движений, которые накладываются на крупномасштабные восходящие движения и вызывают эффект усиления восходящих движений,
- наиболее интенсивные осадки и мощная облачность

3.) Дальше 50-70 от приземной линии фронта:

- нисходящие движения под фронтом, восходящие движения над фронтом, которыми можно пренебречь из-за низкой интенсивности.

Конвективные вертикальные движения

- Основная причина – сила плавучести.
- Развиваются при неустойчивой стратификации атмосферы.
- Неустойчивы во времени и пространстве.
- Эффекты: конвективные облака, ливневые осадки, шквалы, смерчи, град

Характерные масштабы:

- площади, занятые вертикальными скоростями одного знака (где либо восходящие, либо нисходящие движения) соизмеримы с сечением кучевого облака и составляют сотни метров – первые километры,
- вертикальный порядок – вся тропосфера,
- время существования: несколько минут- несколько часов,
- скорости: метры, десятки метров в секунду.

Для развития конвективных вертикальных движений необходимы сверхadiaбатические градиенты, но скорость и структура будет изменяться в зависимости от:

- величины температурного градиента,
- толщины слоя сверхadiaбатического градиента,
- структура крупномасштабного горизонтального потока.

Типы:

1. Мелкомасштабная конвекция:

- развивается в тонких, неустойчиво стратифицированных слоях,
 - вертикальные скорости: см/сек – 1м/сек;
 - размеры перемещаемых объёмов воздуха – сотни метров по горизонтали и вертикали
 - если влагосодержание достаточное, образуются плоские кучевые облака
 - если воздух сухой и далек от состояния насыщения, облачность не образуется.
- Конвекция, в таком случае, определяется только по наличию вертикальных движений данным радиолокаторов

2. Конвекция среднего масштаба:

- развивается при мощности неустойчивого слоя 1-2 км
- размеры конвективных систем увеличиваются до нескольких десятков километров. Средние размеры – 5-30 км.
- скорости порядка метров в секунду
- образуются мезомасштабные системы конвективных облаков, состоящие из отдельных конвективных элементов и имеющих структуру либо гряд (вытянуты вдоль линии), либо ячеек (расположены хаотические)
- Кучевые мощные облака

3. Глубокая (крупномасштабная) конвекция:

- развивается при мощности неустойчивого слоя 5 км и больше
- размеры конвективных систем -100-200 км.
- время существования до нескольких суток
- выражен суточный ход. Над континентом ночью кучевые облака разрушаются, мощность и размеры конвективной системы уменьшается; днём – усиливается. Над океанами усиление конвекции наблюдается ночью и в предутренние часы
- скорость вертикальных движений –до 30-40 м/сек
- источник энергии – уже не адиабатический, а выделение теплоты конденсации при подъёме теплого воздуха
- весь спектр конвективных образований: от кучевых плоских до кучево-дождевых облаков
- отдельные конвективные элементы очень недолго живущие: от нескольких десятков минут до часа
- если фоновый поток однородный, то конвективные элементы вытягиваются вдоль вектора сдвига ветра и образуются гряды кучевых облаков. Характерно для холодного фронта второго рода

В размытых барических системах без однородного потока формируются конвективные ячейки.

В тыловых частях циклона, где наблюдается значительный поворот ветра с высотой, конвективные ячейки приобретают спиралевидную структуру.

Уравнение энергии неустойчивости:

$$mv^2/2 = -R \int_{P_1}^{P_2} (T' - T) d \ln p$$

где R- универсальная газовая постоянная

T' – температура конвективного элемента

T – температура окружающего воздуха

Для элементарной единицы массы $m = 1$

Уравнение скорости конвективных движений

$$w_k = \sqrt{P_1 \int_{P_2}^P R(T' - T) d \frac{P_1}{P_2}}$$

Существуют таблицы для различных температур и слоёв.

Турбулентные движения в однородной воздушной массе

Основная причина – вертикальный сдвиг ветра

Самые неустойчивые во времени

Интенсивность определяется:

- степенью шероховатости поверхности,
- стратификацией,
- сдвигом ветра.

Эффекты:

- перемешивание и выравнивание характеристик в приземном слое толщиной 1-2 км,
- развитие слоисто-кучевых облаков с морсящими осадками (при достаточном влагосодержании),
- обледенение самолётов (при температурах воздуха около 0 градусов)

Вероятность возникновения турбулентных движений определяется неравенством Ричардсона:

$$\frac{T}{g} \left(\frac{\Delta \vec{v}}{\Delta z} \right)^2 + \Upsilon > \Upsilon_a$$

Υ_a – сухоадиабатический градиент,

Υ - вертикальный градиент атмосферы,

Υ_d – термический эквивалент вертикального градиента ветра

- Если $\Upsilon_d = 0$ и $\Upsilon > \Upsilon_a$ - есть конвекция
- Если $\Upsilon_d = 0$ и $\Upsilon < \Upsilon_a$ - нет конвекции
- Если $\Upsilon_d \neq 0$, даже если $\Upsilon < \Upsilon_a$, но $\Upsilon_d + \Upsilon > \Upsilon_a$ - возможно возникновение вертикальных движений

При больших значения сдвига ветра может возникать интенсивное перемешивания даже при устойчивой стратификации.

Скорость турбулентных движений рассчитывается по формуле, аналогичной формуле для конвективных движений, но с добавлением термодинамического градиента. Так же существуют таблицы для её определения.

ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ СИНОПТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Лекция 22 - Воздушные массы

Воздушная масса – масса воздуха, имеющего относительно однородные свойства, значения метеоэлементов.

Это большие объёмы воздуха с небольшими горизонтальными градиентами, которые возможно выделить внутри тропосферы.

Пространственный масштаб воздушных масс:

- Горизонтальный - синоптический - тысячи километров, что сопоставимо с размером континентов и океанов. Могут переходить в объекты планетарного масштаба, Так, при ярко выраженной форме зональной циркуляции над Евразией воздух с Атлантики может распространяться, трансформируясь, вплоть до Якутии.
- Вертикальная мощность различается в зависимости от типа и места нахождения. Мощность меняется по мере перемещений воздушной массы от 1-2 км до всей тропосфера. При уменьшении вертикальной мощности воздушной массы, происходит наложение воздушных масс друг над другом: более тёплая обычно располагается над холодной.

Для каждой воздушной массы существует уникальное специфическое вертикальное распределение всех метеовеличин.

При переходе от одной воздушной массы друг к другой происходит резкое изменение, разрыв метеоэлементов.

Фронтальная зона – это переходная зона достаточно большой ширины (200-500 км). У земли такая зона возникает в малоградиентных полях или областях высокого давления. Ширина переходной зоны увеличивается при подъёме вверх; у земли же она сокращается до десятков километров, что на карте аппроксимируется линией и называется атмосферным фронтом.

Вертикальная толщина вертикальной переходного слоя может быть от сотни метров (фронтальная поверхность) до нескольких километров (переходный слой). Чем интенсивней развит фронт, тем он уже и тоньше.

Условия формирования воздушных масс:

Образование воздушных масс происходит над определенными районами – **очагами формирования**.

Что бы больших размеров воздушная масса имела однородные свойства, должны существовать однородные условия формирования:

1. Однородная подстилающая поверхность: воздух приобретает свои свойства при взаимодействии с подстилающей поверхностью
2. Однородные погодные условия:
 - балл облачности,

- характер ветра,
- запыленность,
- увлажнение.

Эти характеристики, в свою очередь, зависят от форм циркуляции в очагах формирования.

3. Естественный синоптический период: период формирования и трансформации воздушной массы, как правило, 5-7 суток.

Что бы воздух приобрел определённые свойства, частица воздуха должна просуществовать в этом районе относительно длительное время. Благоприятными условиями являются слабые ветра или штиль.

Наиболее благоприятные формы циркуляции для очагов формирования:

- 1) малоподвижные антициклоны и их гребни,
- 2) квазистационарные обширные циклоны – «центральные» циклоны,
- 3) малоподвижные термические депрессии.

Частица воздуха медленно перемещается вдоль изобар, оставаясь в пределах данного барического образования и приобретает свойства, характерные для данного района.

Если среднесуточная температура частицы практически перестает изменяться, считается, что такая воздушная масса полностью сформировалась. Для неё характерна установившаяся температура равновесия, определяющаяся:

- типом подстилающей поверхности,
- температурой (условием) лучистого равновесия.

Для каждого района Земли можно выделить свои очаги формирования. Для европейкой территории России и, частично, Западной Сибири это:

1. обширные районы восточной Сибири при установившейся устойчивой антициклональной форме погоды,
2. Арктика, покрытая льдами при развитии полярных антициклонов,
3. южные широты Атлантики, район Азорского антициклона,
4. умеренные широты Атлантики при условии формирования циркуляции центрального циклона - Исландской депрессии.

При изменении условий циркуляции воздушная масса, как единое целое, начинает перемещаться из очага формирования, трансформируется сама и приводит к смене погодных условий в районе, куда переместилась. Трансформация воздушной массы происходит непрерывно до установления равновесной температуры.

Условия формирования в реальности наблюдается редко:

- а) редко существуют формы циркуляции, при которых частица будет 5-7 дней находится в одном районе,
- б) воздушные течения высотой меняют свое направление и скорости. Поэтому «вертикальный стол» над данной точкой часто состоит из нескольких воздушных масс,
- в) при большом диаметре циклонов/антициклонов (порядка 4000 км), условия лучистого равновесия в различных их частях будут отличаться,

г) температура равновесия не всегда достигается.

Поэтому процессы формирования и трансформации воздушных масс происходит практически непрерывно над любым географическим районом. Но можно выделить районы с более вероятным стационарированием или перемещением.

Основная задача синоптического анализа с точки зрения воздушных масс: выявление физических свойств любой воздушной массы в любой стадии её развития и определение последующих изменений погоды как результата перемещения и эволюции воздушной массы, её взаимодействия с соседними воздушными массами.

Классификация метеовеличин

1. **Консервативные** – частицы относительно сохраняются и мало подвержены суточному ходу:

- псевдопотенциальная температура и эквивалентная потенциальная температура;
- потенциальная температура и изобарическая температура выше слоя трения – изменяются при процессах конденсации
- удельная влажность до начала конденсации

2. **Относительно консервативные:**

- абсолютная влажность
- точка росы
- дальность горизонтальной видимости до начала конденсации водяного пара

3. **Малоконсервативные** – не подходят для разделения воздушных масс:

- температура
- относительная влажность

Лекция 23-24. Воздушные массы: термодинамическая классификация

Типы:

1. теплые
2. холодные
3. нейтральные (местные)

Каждый из типов так же делится на подтипы:

- а) устойчивую
- б) неустойчивую

Определения по Хромову:

1. **теплая** - движется в холодную среду
2. **холодная** – движется в теплую среду
3. **нейтральная (местная)** – находится в очаге своего формирования

Среда здесь - это географическая широта с характерными тепловым радиационным балансом (и, соответственно, температурой лучистого равновесия) и характером подстилающей поверхности.

При квазизональном распределении температур, теплые воздушные массы движутся в более низкие широты, холодные – в высокие. Квазизональное распределение температур может нарушаться:

- различными типами подстилающей поверхности,
- распределением океанических течений.

Определение по Звереву:

1. **Тёплая** - воздушная масса, которая в данном районе охлаждается, так как её температура выше температуры равновесия данного района.
2. **Холодная** – воздушная масса, которая в данном районе нагревается, так как её температура ниже температуры равновесия данного района.
3. **Относительно тёплая** – воздушная масса, которая теплее соседних, но при этом продолжает нагреваться.

Например, континентальный умеренный воздух летом над континентами может быть сильно нагрет, смещается на запад, соприкасается с морским тропическим воздухом

4. **Относительно холодная** – воздушная масса, которая холоднее соседних, но при этом продолжает охлаждаться

Например, Арктический континентальный воздух, попадающий в район Сибирского антициклона

5. **Нейтральная** – воздушная масса, сохраняющая свои свойства от суток к суткам без существенного изменения.

Неточности классификации:

1. Разделение среды и воздушной массы

2. При быстром перемещении воздушной массы трансформация слабо выражена – по определению, нейтрально, а по факту, наоборот: воздушная масса не находится в очаге формирования, а очень быстро перемещается.

По характеристикам стратификации:

Устойчивая – воздушная масса, в основной толще которой вертикальный градиент меньше влажно адиабатического. Поэтому даже в благоприятные времена суток конвективные вертикальные движения не развиваются, облака кучевых форм не образуются

Неустойчивая - воздушная масса, в основной толще которой в определенные часы суток вертикальный градиент больше влажно адиабатического. Поэтому в эти часы развивается крупномасштабная турбулентность и конвекция, приводящая к развитию облаков кучевых форм. При большой сухости воздуха уровень конденсации может находиться очень высоко и конвективные движения могут не достигать уровня конденсации, облака не образуются.

В зависимости от пороговых значений, неустойчивость бывает:

- Сухонеустойчивость – градиент выше сухоадиабатического;
- Влажнонеустойчивость - градиент выше влажноадиабатического.

Важно, что бы критерий для градиента сохранялся в значительной толще воздушной массы. Если существуют сверхадиабатические градиенты в тонком приземном слое, а выше наблюдаете устойчивость, то такая воздушная масса считается устойчивой

При определении устойчивости важно помнить о зависимости влажноадиабатического градиента от температуры и высоты:

$$\gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$$

Таблица 6

Влажноадиабатический градиент $\gamma_{ва}$ при разных температурах и высотах

Р	20 ⁰ С	0 ⁰ С	-20 ⁰ С
1000	0.44	0.66	0.88
500	0.34	0.52	0.78

При прочих равных условиях более теплая воздушная масса потенциально более неустойчивая, чем холодная. Пороговое значение влажноадиабатического градиента уменьшается с высотой: чем ниже уровень конденсации, тем более вероятны конвективные движения. Поэтому чем больше влагосодержание воздуха, тем воздушная масса более неустойчивая.

Реализация неустойчивости зависит от:

- вертикальной стратификации
- подстилающей поверхности и прилегающей к ней слоя воздуха
- рельефа местности
- наличия или отсутствия сплошной облачности, определяющей радиационный прогрев
- характера ветра

– запыленности

На степень устойчивости наибольшее влияние оказывают подстилающая поверхность и контраст температур между ней и воздушной массой:

– теплая (относительно подстилающей поверхности) воздушная масса постепенно охлаждается: вначале охлаждается прилегающий к земле слой, и воздушная масса внизу оказывается холодной, вверху - тёплой. Поэтому, чаще всего, теплая воздушная масса является устойчивая.

– прогрев холодной воздушной массы так же идет от подстилающей поверхности, и внизу она оказывается теплой, вверху - холодной, формируются сверхадиабатические градиенты. Поэтому, чаще всего, теплая воздушная масса является неустойчивой

Условия погоды в неустойчивой воздушной массе отличается сильнее, чем в устойчивой

Теплая устойчивая воздушная масса

Для Европы теплой устойчивой воздушной массы, чаще всего, являются морской умеренный или морской тропический воздух. Они поступают на континент после длительного перемещения над относительно теплым океаном, над которым происходит:

– длительный прогрев в нижнем океане. При очень длительном нахождении над океаном, прогрев может распространяться на всю толщу тропосферы.

– увлажнение из-за интенсивного испарения поверхности океана.

Поэтому в очаге формирования и в первый сутки выхода на континент такая воздушная масса является неустойчивой, легко формируются конвективные движения, кучевая облачность, ливневые осадки, грозы.

Синоптическая ситуации, при которых происходит выход на европейскую территорию России – это зональная циркуляция обширные циклоны над Северной Атлантикой (хорошо развита Исландская депрессия), антициклоны над тропическими широтами (Азорский антициклон).

Барические образования, в которых происходит вынос - теплые сектора циклонов или примыкающая к ним северной периферии антициклона.

Вначале воздушная масса выходит на территорию Западной Европы и некоторое время сохраняет неустойчивость. Поэтому в прибрежных районах выходом с воздухом с Атлантики связаны интенсивная конвекция, ливни и грозовая деятельность даже зимой. Воздушная масса превращается в теплую устойчивую в результате трансформации: по мере продвижения вглубь континента над холодной покрытой снегом поверхностью, происходит постепенное охлаждение воздуха, начиная с нижних слоёв, потом за счёт турбулентности и теплообмена, охлаждение распространяется вверх. Чаще всего, при этом наблюдается инверсия, высота положения которой определяется характером турбулентности:

- Слабая мелкомасштабная турбулентность: слой инверсии начинается непосредственно от земли, и толщина слоя увеличивается тем больше, чем дальше происходит трансформация;
- Интенсивная мелкомасштабная турбулентность: слой инверсии располагается выше, и толщина его больше;
- Крупномасштабная турбулентность – инверсия начинается на высоте несколько сотен метров, у земли не наблюдается,

В случае приземной инверсии часто формируется также, и инверсия влагосодержания из-за конденсации и сублимации водяных паров у холодной поверхности.

Вторжение часто сопровождается **адвективным туманом**:

- необходимо условие: большое влагосодержание и достаточно высокие температуры. Благоприятные условия – слабые ветра (но не штиль). При большом влагосодержании адвективные туманы могут существовать и при сильных ветрах
- захватывают обширные площади.
- устойчивы во времени: могут существовать до нескольких суток, практически не испытывают суточного хода;
- вероятность и интенсивность определяется влагосодержанием и степенью трансформации: часто встречаются над Западной Европой, крайне редки над Западной Сибирью
- более свойственны переходным сезонам (весна и осень), когда их граница связана с границей снежного покрова

Если слой инверсии начинается на некоторой высоте, то представляет собой задерживающий слой, под которым скапливаются твердые примеси, продукты конденсации. Формируется низкая волнообразная облачность – слоисто-кучевые облака. При этом возникает положительная обратная связь, так как влагонесущий слой активно излучает радиацию, выхолаживаясь и усиливая инверсию.

При крупномасштабной турбулентности волнообразная структура облачности выражена очень хорошо, нижняя граница облаков неровная, испытывает существенные колебания со временем. Чем больше влагосодержание, тем ниже нижняя граница облаков

При мелкомасштабной турбулентности граница облаков ровная, структура облачного покрова имеет характер сплошного слоя, отдельные облачные ячейки выражены меньше.

Если воздух успевает дойти не сильно трансформировавшись, сохранив влажность, то из слоистых, слоисто-кучевых облаков могут выпадать слабые, морозящие осадки.
Вероятность осадков:

- Чем интенсивнее развитие турбулентности, тем больше вероятность укрупнения частиц и выше вероятность осадков.
- Если температура понижается до -10 градусов и ниже, то могут образовываться ледяные кристаллы и вероятность осадков резко возрастает.

Суточный ход: метеоэлементов минимален из всех типов воздушных масс из-за наличия плотного слоя облаков на низких высотах, которые препятствует выхолаживанию ночью и нагреву днём.

– суточный ход температуры часто не прослеживается или же суточная амплитуда не превышает 2–3 градусов.

– суточный ход ветра так же не выражен; из-за устойчивой стратификации порывистость ветра так же слабая

– степень устойчивости имеет суточный ход: днем уменьшается из-за роста инсоляции, ночью возрастает. Следовательно, плотность облачного покрова. интенсивность туманов и дымок ночью больше, чем днём

Условия зимой над континентами:

– сплошная низкая облачность

– морозящие или слабые осадки

– ровные ветры

– слабый суточный ход всех метеоэлементов

– низкая дальность видимости, вплоть до образования дымок и туманов

Условия летом над континентами:

– тихая штилевая погода

– отсутствие облаков

– высокие температуры воздуха

Теплая устойчивая воздушная масса над континентами чаще наблюдается зимой. Летом возможна в стационарных антициклонах или гребнях высокого давления. Её формированию способствуют восходящие движения в антициклонах, приводящие к инверсии оседания, которая препятствует развитию вертикальных движения и способствует развитию стратификации. По строгому определению, так как охлаждение над континентами летом маловероятно, то такая воздушная масса ближе к местному типу.

Над океанами чаще наблюдается летом, когда теплый воздух с континента попадает на более холодную водную поверхность. Типично для Приморья и Охотского моря, Гудзонова залива. Так же возможно формирование, когда воздух с более теплых участков океана попадает на более холодные – в районах холодных течений: Бискайский залив, Бенгальское и Перуанское течение. Так как над океаном влагосодержание постоянно, источник испарения не уменьшается, то все процессы конденсации более интенсивны, сохраняются длительное время.

Теплая неустойчивая воздушная масса

Развивается над континентами летом, когда при ясной погоде в дневные часы имеет место дополнительный прогрев. Чаще всего, это морской тропический или континентальный тропический воздух

Над материком теплая воздушная масса может стать неустойчивой, перемещаясь на север. Формированию неустойчивости способствует дневной прогрев и охлаждение с подстилающих поверхности, в частности, водоёмов. Например, континентальный тропический воздух из района Средней Азии и Казахстана попадает на Западную Сибирь.

Фактор увлажнения воздушной массы может приводить к неустойчивости и через радиационные потоки с максимумом ночные и в предрассветные часы. Для такой ситуации характерны внутримассовые ночные грозы. Для начала конвекции достаточно небольшого «толчка», например, обтекания воздуха преграды. Так же возможны ливни и во второй половине дня, которые еще больше усиливают ночную конвекцию за счет повышения влажности.

Над океанами может формироваться:

- в холодное время года, если уже теплый воздух перемещается на более теплую поверхность (например, теплые течения) и идет дополнительный прогрев от них;
- в тропических приэкваториальных районах над океанами.

Синоптические условия формирования:

- теплые или вторичные теплые сектора циклонов
- западная периферия антициклона (область адвекции тепла)

Суточный ход относительно небольшой

Погода:

- Днём: жаркая и душная (то есть низкое парциальное давление кислорода) ясная, слабые ветра, туманов не возникает
- Ночью: теплая погода с ливнями и грозами при умеренных ветрах. При ливневых осадках наблюдается локальные усиления ветра, но штормовых значений не достигают.

Холодная неустойчивая воздушная масса

Над континентами формируется преимущественно летом при вторжении теплого воздуха на холодную поверхность. Как правило, это морской или континентальный арктический воздух, морской умеренный воздух.

Над океанами формируется преимущественно зимой, когда с холодного континента воздух вторгается на теплый океан. Летом может формироваться при перемещении на более теплые участки, например, течения (Гольфстрим, Куроисио).

Синоптическая ситуация:

- тыл циклонов арктического фронта; полярных фронтовых циклонов,
- промежуточные гребни и ядра высокого давления,
- заключительные циклоны циклонической серии на начальных стадиях.

При значительном влагосодержании кучево-дождевые и кучевые облака и ливневые осадки. Континентальный арктический воздух имеет малое влагосодержание даже летом

и развиваются кучевые облака хорошей погоды или, когда уровень конденсации расположен ниже уровня конвекции, облака не развиваются.

Большая порывистость ветра: от шквалов до штилей

Резко выражен суточный ход – максимальные величины амплитуды, для температуры амплитуды, в среднем, 10 градусов. Летом облачность и осадки максимальны днем, после полудня может происходить рассеивание облачности.

Погода:

– Днем: значительная облачность, ливневые осадки, усиление ветра, достаточно высокие температуры.

– Ночью: ясная, холодная, слабые ветра. Могут возникать инверсии температуры и влажности за счет выпадения росы. Возможны **радиационные туманы**:

- большой пространственный охват,
- вертикальная мощность меньше, чем у адвективных: десятки - первые сотни метров,
- небольшое время существования,
- неравномерно распределены по площади, преимущественно, в понижениях рельефа.

Над континентами

Условия развития грозовой деятельности:

1. Мощные конвективные токи:

а) большое влагосодержание воздуха

Для такого неравномерного хорошего радиационного прогрева благоприятна тихая погода со слабыми ветрами или штилем, когда отсутствует горизонтальное перемешивание. Благоприятные барические образования: гребни высокого давления, седловины. Особенно, седловины вдоль оси, соединяющих центры низкого давления, так как в гребнях, антициклонах ещё возможно формирование инверсии, препятствующие конвекции.

б) сверхадиабатические градиенты, сохраняющиеся в значительной толще

Благоприятные барические образования: старые окклюдированные циклоны, так как в них уже на протяжении долгого времени преобладают восходящие движения, над которыми формируется область холода, контрастирующая с прогревом внизу.

в) значительный сдвиг ветра с высотой

Вертикальные конвективные токи могут усиливаться турбулентным движением, когда наличествует не только термическая, но и динамическая неустойчивость. Например, могут наблюдаться на холодных фронтах

г) конвергенция в нижних слоях – происходит вдоль оси пониженного давления. Благоприятна циклоническая кривизна изобар.

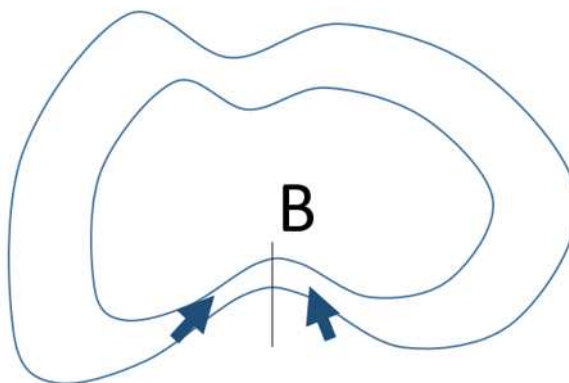


Рисунок 46. Циклоническая кривизна изобар в антициклоне

Таким образом, грозы чаще всего наблюдаются на периферии антициклонов, особенно если наблюдается циклоническая кривизна изобар (рис.46)

2. Наличие условий разделения зарядов, большая электризация облака:

а) интенсивная конденсация, сублимация водяных паров.

Для этого необходима высокая влажность воздуха

б) разделение зарядов:

- раздробление кристаллов
- разбрызгивание частиц
- интенсивная турбулентность

Мелкие частицы имеют преимущественно отрицательный заряд, а крупные – положительный. В силу гравитации мелкие частицы скапливаются в верхней части облака, крупные - в нижней. Возникает разница потенциалов между верхней и нижней частью облака и возможно прохождение заряда.

Синоптические условия: -старые размытые фронты, так как для них характерно наличие значительного сдвига ветра по высоте, усиливающего турбулентность, и верхней облачности из ледяных кристаллов, которые легко раздробляются.

Типы разрядов:

1. между верхней и нижней частью облака
2. между нижней частью облака и поверхностью земли
3. между облаками
4. разряд из свободной атмосферы наверх

Для гроз характерен тот же суточный ход что и для ливней: преимущественно, во второй половине дня

Внутримассовые грозы могут развиваться и в теплой неустойчивой воздушной массе (преимущественно зимой)

Над океаном

Преобладает зимой: при выходе континентального холодного воздуха на теплую водную поверхность происходит интенсивный прогрев нижних слоев, формируется сверхadiaбатический градиент.

В нижнем слое значения градиентов большие и длительно сохраняются на протяжении многих суток. Трансформации воздушной массы практически происходить не будет, и поэтому, а также из-за большого влагосодержания, долго сохраняются процессы ливневых осадков, конвективной деятельности, кучевой облачности.

Эффект влагонасыщенного слоя: днем препятствует нагреванию, ночью – охлаждению. Поэтому конвективная деятельность и неустойчивая стратификация усиливаются ночью.

Холодная устойчивая воздушная масса

Чаще всего наблюдается над континентами в зимнее время. Над морями и океанами, свободными ото льда, не образуется.

Согласно строгому определению, данный тип воздушной массы, с трудом может называться холодной, так как не прогревается, ведь формируется над холодными заснеженными районами. Небольшой прогрев наблюдается только для воздушной массы из района Восточной Сибири (полюс холода северного полушария), смещающейся к Западной Сибири или европейской территории России

Регионы формирования:

1. континентальный умеренный воздух, формирующийся над азиатской территорией России в пределах Сибирского антициклона.
2. стационарный континентальный зимний антициклон (Западная Сибирь, европейская территория России, Восточная Европа)
3. континентальный арктический/антарктический воздух над льдами Арктики, Антарктики

Особенно благоприятны центральные части антициклонов.

Условия погоды и процессы:

Низкое расположение Солнца над горизонтом, большое альбедо, достаточно большое излучение снега, высокое эффективное излучение атмосферы (из-за небольшой облачности и низкого влагосодержания воздуха) приводят к отрицательному радиационному балансу над снежной поверхностью, длительному выхолаживанию. Так как основной фактор выхолаживания поверхности снега/льда, то высотой охлаждение ослабевает и формируется инверсия температуры:

- долгоживущая
- градиенты температуры могут превышать 5градусов/100м
- общий градиент инверсии – до 20 градусов
- большая вертикальная протяженность – 2-3 км.

- приводит к исключительной устойчивости воздуха и отсутствию вертикального перемешиванию, поэтому ситуация может продолжаться месяцами

Преобладают два типа погоды:

1. Центральная часть антициклона и восточная периферия, где происходит адвекция холода:

- безоблачная морозная штилевая погода, очень низкие температуры в приземном слое;

- при сильных морозах и небольшом возрастании влажности воздуха могут возникать радиационные туманы. В понижениях рельефа более плотные, на возвышенностях и ровных участках рассеиваются;

- при очень низких температурах возможны **морозные туманы** – происходит непосредственно сублимация водяного пара: из водяного пара сразу образуются кристаллы. Этому процессу способствуют наличие твердых примесей в воздухе, поэтому более характерны для городов (г.Якутск).

2. Западная и северная периферия антициклона, где происходит адвекция тепла, а следовательно, и более влажного воздуха.

- Более теплый и влажный воздух распространяется над тонкой пленкой холодного воздуха.

- Слоистая, слоисто-кучевая облачность сплошным покровом и небольшой вертикальной мощностью. Сильно перекрывают доступ к солнечной радиации.

- При достаточной влажности возможны снегопады.

- В верхней тропосфере – часто большое количество перистых облаков, так как такие антициклоны блокируют западный перенос и здесь могут стационарировать атмосферные фронты, на крае которых и находятся перистые облака

Суточный ход метеовеличин выражен больше, чем в теплой устойчивой, но меньше, чем в холодной неустойчивой.

В умеренных широтах зимой радиационный тепловой баланс отрицательный, поэтому даже арктический воздух продолжает охлаждаться. Наиболее низкие температуры – в понижениях рельефа.

Холодная устойчивая воздушная масса может сформироваться из холодной неустойчивой при ее перемещении вглубь континента и попадании в антициклоническую циркуляцию.

Нейтральные (местные) воздушные массы

Воздушные массы, пребывающие длительно в одном районе, являющимся очагом формирования и трансформации, начиная с какого-то момента перестают изменять свои свойства. Изменения свойств определяется не перемещением, а только радиационными условиями и теплообменом с подстилающей поверхностью.

Устойчивость/неустойчивость определяется:

- начальными свойствами
- знаком трансформации

- Если образовалась из теплой массы путем охлаждения от подстилающей поверхности, сформируется устойчивая стратификация,
- Если образовалась из холодной массы путем прогрева от подстилающей поверхности, сформируется неустойчивая стратификация.

Могут быть исключения за счёт:

- синоптических условий,
- наличия/отсутствия облачного покрова,
- преобладающих вертикальных движений.

Над материками летом местные воздушные массы, как правило, неустойчивые, зимой – устойчивые. Над океанами летом как правило устойчивые, зимой – неустойчивые.

Лекция 25. Воздушные массы: географическая классификация

Основана на положении очагов формирования воздушных масс и их географического положения.

Типы воздушных масс соответствуют термическим поясам:

- Арктическая и Антарктическая
- Умеренная
- Тропическая
- Экваториальная

Границы имеют синоптическую основу и представлены климатическими фронтами – осредненными за большой промежуток времени положением синоптических фронтов:

- арктическим,
- полярными,
- тропическим (внутритропической зоной конвергенции).

В пределах каждой воздушной массы, кроме экваториальной, по типу подстилающей поверхности в очаге формирования выделяются 2 подтипа:

- континентальный,
- морской.

Иногда в название вносят дополнения, уточняющие

- положения очага формирования: Средиземноморский тропический морской воздух, тропический воздух Мексиканского залива, муссон (муссонный тропический воздух)
- траектории перемещения: свежий и возвращающийся морской воздух.

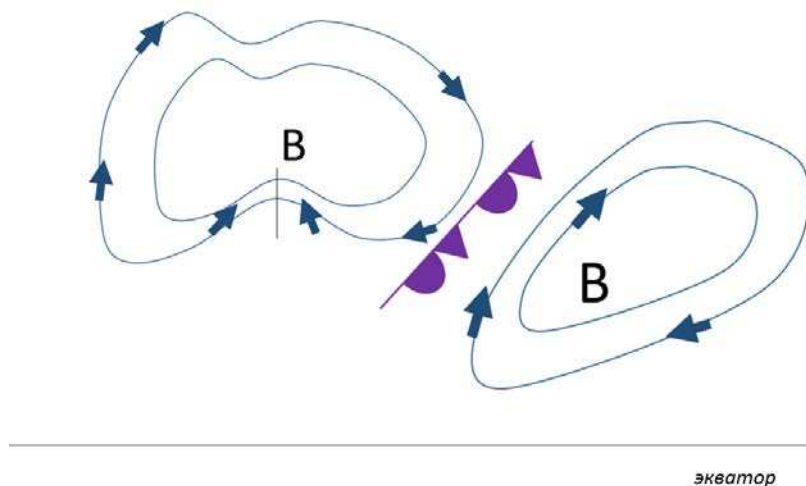


Рисунок 46. Фронт окклюзии, разграничивающий подтипы воздушной массы
Подтипы разграничиваются вторичными фронтами:

– Фронты окклюзии – в умеренной и арктической/антарктической воздушной массе (рис.47)

– Пассатные фронты – в тропической воздушной массе. Возникает, когда субтропический максимум разделяется на два центра – антициклона. В зоне пониженного давления между антициклонами встречаются теплый и влажный воздух из более низких широт и более холодный и сухой из умеренных широт. В зоне столкновения возникает фронтальный раздел, с процессами, похожими на процессы на холодном фронте: гряды кучево-дождевых облаков, интенсивные линии, грозы.

Географическое положение очагов условно: так, зимой, арктический воздух может формироваться в Сибири до 50° с.ш. Кроме того, условия погоды в пределах одного типа могут сильно отличаться, поэтому при синоптическом прогнозе рекомендуется пользоваться термодинамической классификацией.

Арктическая воздушная масса (АВ)

Очаги формирования:

– весь арктический бассейн, зимой расширяется и охватывает северные части материков: Аляска, север Канады, все побережье российского сектора Северного Ледовитого океана, п-ова Таймыр и Чукотка, нижнее течение крупнейших сибирских рек.

– вся Антарктида, кроме Антарктического полуострова.

Пути проникновения на европейскую территорию России:

– морской АВ (мАВ) приходит с северо-запада с района Гренландии, Шпицбергена через Норвежское Северное моря через свободную ото льда морскую поверхность;

– континентальный АВ (кАВ) приходит с севера и северо-востока на Европу через Баренцево и Карское моря, а на Сибирь через моря Лаптевых и Восточно-Сибирское над поверхностью, покрытой льдом.

В Северную Америку мАВ приходит с севера Тихого океана, кАВ – с Канадского архипелага и части Северного ледовитого океана к северу от Канадского архипелага.

Антарктический воздух в силу устойчивой антициклонической циркуляции, как правило, остаётся над Антарктидой. Проникновение на близлежащий океаны возможно при отрицательной фазе осцилляции и ослабления циркумполярного вихря над Антарктидой

В очаге формирования АВ распространяется на всю тропосферу, вертикальная мощность составляет 7-8 км. По мере продвижения к югу как холодный тяжелый воздух растекается, вертикальная мощность уменьшается до 1-2 км.

Поэтому почти все широтно-залегающие хребты - Пиренеи, Альпы, Кавказ, Алтай, Саяны, Тянь-Шань - являются преградой для переваливания арктического воздуха, и южнее от них располагается субтропический тип климата. Для Кавказа и Альп, из-за их небольшой протяженности, возможны горизонтальное обтекание, эффектом которого являются новороссийская бора, бакинский норд, мистраль, далмация. В Северной

Америке горные массивы имеют меридионального простирание, поэтому арктический воздух беспрепятственно проникает до тропических широт.

Свойства АВ:

- формируются из-за длительного выхолаживания от подстилающей поверхности и зимой, и летом;
- температура минимальная в среднем по тропосфере.
- низкое влагосодержание - 2-3 гр/кг: летом – до 5-9 гр/кг, зимой может составлять десятые, сотые грамма/кг
- высокие прозрачность, дальность видимости

В очаге формирования имеет устойчивую стратификацию, поэтому с ним часто, особенно летом, связано образование туманов, причем преобладают туманы испарения над полыньями.

Выход из очага формирования на континент:

- мАВ приобретает неустойчивую стратификацию. Особенно характерно для лета и переходных сезонов, когда выход на континент сопровождается кучевой облачностью, ливневыми осадками в несколько зарядов (так называемая «апрельская погода» в Европе). Зимой из-за малого влагосодержания сопровождается образованием только первых форм кучевых облаков.

- кАВ зимой, как правило, сохраняет устойчивую стратификацию зимой, преобладает ясная погода; летом приобретает неустойчивую стратификацию.

С вторжением в умеренные широты связаны резкие падения температуры, волны холода, заморозки.

В целом, осадки на арктическом фронте малоинтенсивны.

Умеренная воздушная масса(УВ)

Существенные различия между морским (мУВ) и континентальным (кУВ) подтипами.

Морской умеренный воздух (мУВ)

Наиболее часто повторяющаяся воздушная масса в Западной Европе, на территорию которой она приносится западным переносом с Атлантического океана. Для европейской территории России является второй, после кУВ, по повторяемости типом воздушной массы. За Волгой и Уралом его повторяемость резко уменьшается.

При зональная форма циркуляции мУВ, мало трансформируясь, может достигать Восточной Сибири. Проникновение на континент связано с циклонической деятельностью, наиболее глубокое проникновение возникает при циклонической серии. Каждый полярный фронтовой циклон приносит в тылу морскую умеренную воздушную массу, так же циклоны арктического фронта приносят умеренный воздух в тёплых секторах. Чем глубже и интенсивнее циклоны, тем сильнее проникновение мУВ вглубь континента. Так как циклоны более интенсивны в холодное время года, то и вторжения мУВ более характерны для зимы и переходных сезонов.

Происхождение: По сути, долго пребывает над Северной Америкой, а над Северной Атлантикой не акционирует, а перемещается и, взаимодействуя с водной поверхностью, приобретает свои свойства: насыщается влагой и прогревается зимой/охлаждается летом. Летом очаги формирования может быть Атлантический океан за счет смещения тропических циклонов в субтропические широты.

Внутри этих двух подтипов есть различия, так как траектория выхода с Атлантики на Европу может быть различна:

1. Свежий морской умеренный воздух. Возникает при диполе Северо-Атлантического колебания, когда на одной долготе расположены Исландская депрессия и Азорский антициклон, хорошо развит западный поток с юго-западной составляющей у побережья. На Европу попадает с Запада и северо-запада (рис.48). Воздух пересекает Атлантический океан по кратчайшей траектории за 4-5 дней, по мере перемещения попадая на всё более теплую поверхность: у восточных берегов Северной Америки, района Гренландии расположены холодное течение и пониженные температуры, а у побережья Европы тёплые Гольфстрим и Северо-Атлантическое течения.

Воздух прогревается до высот 4-5 км. Таким образом, образуется тёплый воздух в нижних слоях, и относительно холодный - в верхних формируется неустойчивость.

Такая ситуация повторяется чаще, особенно зимой.

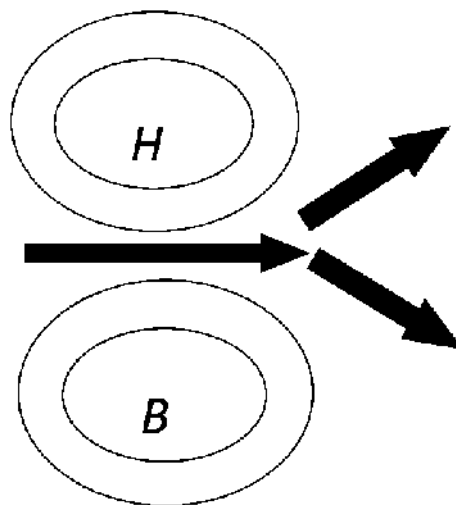


Рисунок 47. Траектория свежего морского умеренного воздуха

Свойства:

- При выходе на континент формируется мощная кучевая облачность с ливневыми осадками, грозами в течении всего года, порывами ветра, шквалами.
- Зимой, продвигаясь к востоку, быстро теряет неустойчивость, охлаждаясь от подстилающей поверхности. Летом неустойчивость сохраняется гораздо дольше.

- Так как циклоническая серия состоит не только из-за циклонов, но и подвижных гребней, антициклонов, то при интенсивных нисходящих движениях в антициклонах погода будет ясной.
- Достаточно большое влагосодержание 4-6 гр/кг зимой, до 9-10 г/кг летом.
- Большая дальность видимости 8-10 км из-за хорошего вертикального перемешивания и отсутствия накопления примесей и водяного пара в нижнем слое.

2. Возвращающийся морской умеренный воздух. Возникает при смещении и Исландского минимума южнее своего нормального положения и Азорского максимума в сторону Карибского бассейна. Затем огибает Исландский минимум, время перемещения над океаном составляет до 10 дней и более, потоки над Атлантикой приобретают меридиональную составляющую и воздух спускается в более низкие широты (субтропики) и области повышенного давления, благодаря чему прогревается во всей толще тропосферы, формируются инверсии оседания.

Как правило, подходит к Европе с юго-запада (рис.49) и проходит над холодным течением Бискайского залива, за последние сутки успевая охладиться в нижних слоях. Формируется явно выраженная устойчивая стратификация. На континент приходит как устойчивая воздушная масса с выраженным изотермическим инверсионным слоем

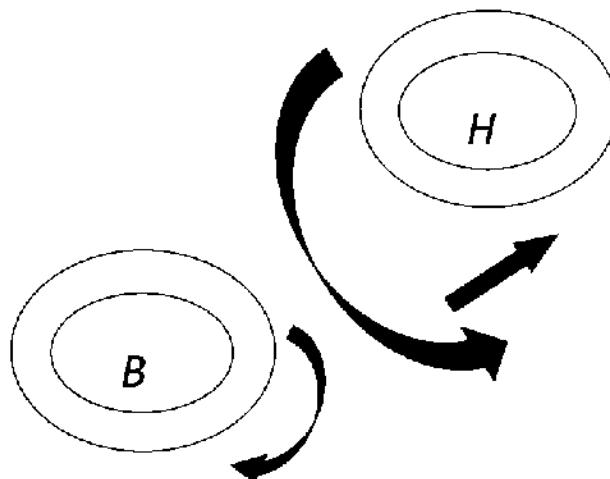


Рисунок 48. Траектория возвращающегося морского умеренного воздуха

Свойства:

- Температура близка к морскому тропическому, поэтому приводит к длительным (до 10-15 дней) оттепелям, охватывающим всю территорию, включающую горные районы (резкое снеготаяние, лавиноопасность)
- Приходит как теплая устойчивая воздушная масса с высоким влагосодержанием
- Погода: сплошная 10-балльная облачность, подинверсионные облака нижнего яруса (слоистые, слоисто-кучевые). Из-за инверсии облака не имеют высокого развития
- Могут выпадать слабые или морозящие осадки.

- Адвективные туманы, дымки
- Низкая дальность видимости (не выше 10 км) Помимо влажного помутнения, возможно сухое за счет попадания пылевых частиц над Сахарой
- Над европейской территорией России возникают значительные потепления вплоть до Урала, иногда Западной Сибири

Морской умеренный воздух быстро трансформируется при перемещении на восток за счет иссушения и охлаждения зимой, постепенно превращаясь в умеренный континентальный воздух:

- свежий трансформируется мало, только путем иссушения, происходит рост неустойчивости, зимой теряет свою неустойчивость.
- возвращающийся хорошо выражен в холодное полугодие, летом чаще приходит тропический.

На Дальний восток попадает с восточными потоками с Тихого океана. Восточная форма циркуляции часто наблюдается летом (муссоны), редко – зимой. Проходя над холодными водами Курильского и Камчатского течений, нижний слой охлаждается, приобретает устойчивая стратификация. Поэтому с его вторжениями связаны слоистая облачность, морозящие осадки, туманы. Зимой ситуация не сильно меняется. Густые туманы, сплошная слоистая облачность, продолжительные оттепели, интенсивные туманы.

Континентальный умеренный воздух (кУВ)

Наиболее часто повторяющийся тип для европейской территории России, где является местной воздушной массой.

Формируется в результате трансформации из:

1. Арктического воздуха в результате прогрева от более теплой подстилающей поверхности и больших значениях радиационного баланса,
2. Морского умеренного воздуха за счет иссушения и охлаждения зимой/прогрева летом,
3. Тропического воздуха, который в процессе окклюзии вытесняется в верхние слои и трансформируется за счет излучения. В этом случае доминирует охлаждение за счет излучения, а не турбулентного теплообмена, происходящее преимущественно в свободной атмосфере.

Все три процесса связаны с циклонической деятельности, кроме зимнего периода, когда формирование происходит в зимних континентальных антициклонах.

Факторы формирования:

а) зимой:

- формируется путём охлаждения от подстилающей поверхности при отрицательном радиационном балансе (сильном излучение снежного покрова, большом отражении, малом притоке радиации), турбулентном теплообмене,

- нисходящие движения в антициклонах усиливают инверсию, формируется устойчивая воздушная масса.

б) летом:

- за счет радиационного прогрева воздух нагревается снизу, формируется неустойчивая стратификация. Интенсивная конвекция в дневные часы, за исключением летних антициклонов, когда конвекцию блокируют нисходящие движения,

- ночью возникают радиационные инверсии и у земли возникает выхолаженный слой.

В Западную Сибирь может проникать извне, преимущественно, зимой:

1. как холодная воздушная масса - при восточной циркуляции из районов Сибири как отрог Сибирского антициклона,

2. как теплая воздушная масса, обычно с сильным сухим помутнением - из Казахстана, Средней Азии.

Летом доминирует процесс трансформации, чаще проникает как Арктический воздух.

Погода:

Летом близка к тропической воздушной массе.

- преобладает неустойчивая стратификация.
- Облака конвекции всех форм, степень развития которых зависит от:
 - а) влагосодержания
 - б) атмосферного давления: чем выше давление, тем меньше стадия развития облаков
- Ливни из кучево-дождевых облаков, преимущественно во второй половине дня
- Ветры слабые, но во время ливней и гроз могут развиваться до штормовых скоростей
- Если облачность незначительна, то суточные амплитуды температуры велики: достигаются высокие дневные температуры воздуха; ночью - сильное выхолаживание
- Ночью за счет испарения выпавших днем осадков часто формируются радиационные туманы: неоднородные, малой вертикальной мощности, утром рассеиваются

Зимой: близка к арктической воздушной массе.

В Западную Европу, как правило, проникает с востока, а не является местной воздушной массой,

- температуры слабоотрицательные,
- удельная влажность достаточно велика - 4г/кг,
- под слоем инверсии в устойчивой воздушной массе формируются слоисто-кучевые облака.
- часто в формируются смоги, при низком влагосодержании – и мгла.
- возможны слабые осадки: снег, снег с дождем. Часты морозящие туманы

В Восточной Европе

- в приземной слое температуры могут достигать сильных отрицательных значений (как и в арктическом воздухе), особенно при континентальном зимнем антициклоне.
- влагосодержание выше, чем в АВ – 2-3 г/кг.

Степень развития облачности зависит от способа формирования:

1. если из континентального Арктического – облака лишь верхнего облака
2. если из морского - слоисто-кучевые облака, морсящие туманы, морсящие осадки
3. если внутренней части антициклона - мощные инверсии, слабое турбулентное перемешивание, ясная безоблачная погода.

В Сибири:

- доминирует антициклональная погода.
- самые низкие температуры в приземном слое северного полушария(полюс холода) крайнее низкое влагосодержание 0,4-0,5 г/кг
- осадки не образуются
- возможны морозные туманы в городах
- исключительная устойчивость

Периферия Сибирского антициклона – Приморье (Владивосток, Хабаровск) - воздух идет из более теплых районов на более холодную поверхность, разрушается инверсия, формируется неустойчивая стратификация. Облачность не образуется из-за низкого влагосодержания, возможны только кучевые плоские облака.

Тропическая воздушная масса

Морской тропический воздух

Очаг формирования: субтропические антициклоны – круглогодичный центр действия (хотя летом усиливаются, зимой ослабляются):

- северное полушарие Гавайский, Азорский
- южное полушарие: Южно-Атлантический, Южно-Тихоокеанский, Маскаренский

Для европейской России – Азорский антициклон, летом второстепенный очаг – Средиземное и Черное моря; для Приморья- Гавайский антициклон

Свойства воздушной массы зависит от траектории перемещения:

1. Если выносится по северной периферии антициклона, то в Европу попадает с западной побережье в умеренные широты (рис.50а)
2. Если выносится по южной и затем западной периферии антициклона, вторгается на восточное побережье материков (рис.50б)

Чаще всего приходит в теплых секторах полярных фронтовых циклонов, после окклюдирования вытесняется в вышележащие слои, где охлаждается путем излучения и трансформируется в умеренный

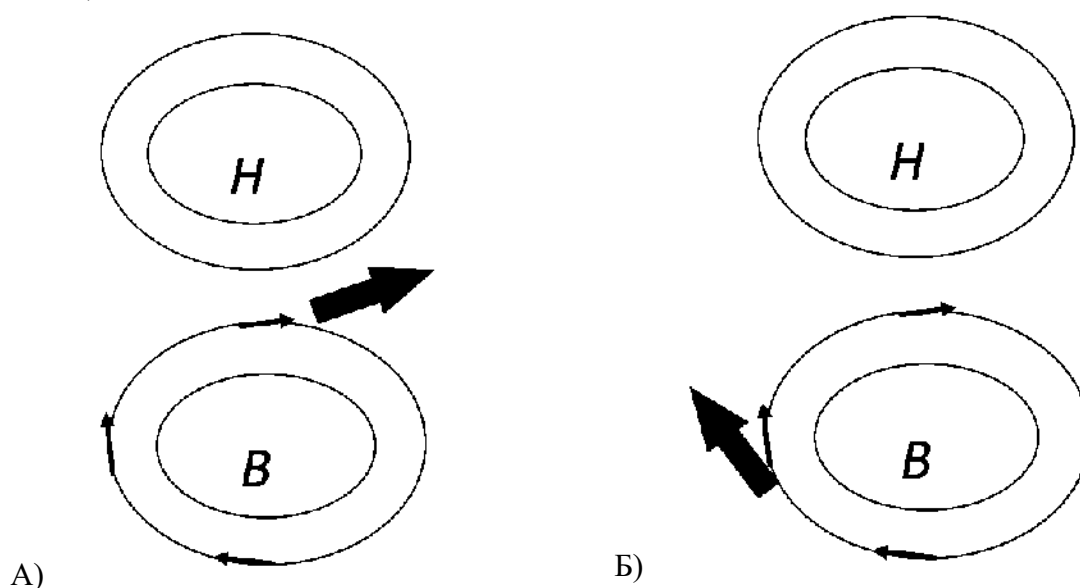


Рисунок 49. Траектории перемещения морского тропического воздуха

Свойства в очаге формирования:

- прогревается от океана, особенно летом
- неустойчивая стратификация нижних 1-1,5 км, выше залегает пассатная инверсия, выше стратификация устойчива
- облака образуются, осадков не дают, за исключением системы пассатных фронтов

Выходя из очагов формирования, меняет свойства в зависимости от траектории:

В Европу попадает по северной траектории, пройдя над холодным течением, где становится устойчивым. Слоистые и слоисто-кучевые облака, дымки, адвективные туманы, морозящие осадки. Вторжение часто сопровождается штормовыми ветрами, дальность видимости низкая (4-5 км) из-за скопления продуктов конденсации под инверсии и, возможно, сахарской пыли. Влагосодержание 7-9 г/кг зимой, 12-16 г/кг летом.

Зимой с вторжением связаны кратковременные сильные оттепели (до 10-15 градусов, 1-2 суток), в том числе и на высотах, что в горах приводит к лавиноопасности.

Летом быстро прогревается и приобретает неустойчивую стратификацию над сушей, образуются кучевые облака, ливневые осадки. Наиболее ярко выражены конвективные явления ночью, характерны ночные внутримассовые грозы.

Северная Америка: с Гавайского антициклона воздух проходя над водами холодного течения, выносится на побережье Калифорнии.

На восточные окраины континента воздух попадает, проходя над теплыми водами (Курильское течение, Желтое море, Мексиканский залив, Гольфстрим), где он еще больше прогревается и насыщается влагой. Образуется ярко выраженная неустойчивость, образуется мощная конвекция. Зимой характерны очень сильные

потепления (до 20 градусов). Влагосодержание высокое даже зимой до 14-16 гр/кг). Бывают торнадо. В Японии при столкновении теплых воздушных масс и холодных умеренных приводит к сильным снегопадам.

Континентальный тропический воздух

Формирование:

– термических депрессиях – размытых областях пониженного давления, образующиеся над прогретой сушей

– подвижные антициклоны

Основные очаги формирования

- в восточном полушарии:
 - Северная Африка
 - Аравия
 - Летом: южные районы умеренных широт (вплоть до 50°с.ш): малая Азия, юг Западной Европы, Балканы, юг Украины, Кавказ, Нижнее Поволжье, Средняя Азия, юг Казахстана, Монголия, Северный Китай

- в западном полушарии:

Зимой не образуется

Летом: Мексика, южные штаты США

Свойства зимой:

В Европе похож на морской тропический, температура может быть даже выше, ещё меньше дальность видимости (около 2 км), выше пылевое помутнение. Чаще всего, проникает с востока в теплых секторах полярных фронтальных циклонов; невысокая повторяемость из-за редкости восточной формы циркуляции.

В европейскую Россию проникает чаще, в основном, с Малой Азии, Закавказья в теплых секторах циклонов. Чаще всего, проникает в Среднюю Азию, южную Сибирь в теплых секторах циклонов.

Зимой и в переходные сезоны, продвигаясь на север, приобретает свойства устойчивой теплой воздушной массы: инверсии, слоистая и слоисто-кучевая облачность, слабый и морозящие осадки, туманы.

Свойства летом: наблюдается значительно чаще, чем зимой. Попадает и в теплых секторах циклонов, и подвижных антициклонов; Европа может быть и очагом формирования. Чем дальше на север, тем меньше повторяемость; но при блокирующем антициклоне повторяемость в районе Москвы может достигать 40% (а не около 7-10% как обычно).

Летом теплее и суше, чем морской тропический. Стратификация неустойчивая, облака конвекции, ливни. В стационарных антициклонах характерна мощная депрессия, гасящая конвекцию. При движении на север, неустойчивость растет за счет увлажнения от подстилающей поверхности (удельная влажность до 12 г/кг).

Погода жаркая влажная, с низкими коэффициентами прозрачности. При длительном нахождении над каким-либо районом часты пожары.

Экваториальная воздушная масса

Формируются в условиях максимальных значений радиационных баланса и испарения. Очаги формирования: районы экваториальной депрессии: Амазония, экваториальная Африка и Гвинейский залив, морской континент Индонезия и примыкающие части океана.

В течении года неустойчивая стратификация, постоянное образование мощных кучевых облаков, практически ежедневное выпадение дождевых осадков. Максимальная повторяемость гроз.

Температура не максимальна из-за больших затрат на испарения.

Синоптическая изменчивость: возникновения/исчезновение тропических депрессий, сопровождающиеся изменениями конвергенции/дивергенции, влияют на мощность конвективных процессов.

Лекция 26. Трансформация воздушных масс

Трансформация воздушных масс – это процесс эволюции воздушных масс.

- в узком смысле: изменение свойств индивидуальной частицы воздуха (полная производная dT/dt).

- в широком смысле: изменения всех свойств воздушной массы: температуры, влажности, устойчивости, систем конденсации.

В широком смысле, трансформация происходит всегда, но выделяются периоды быстрых (периоды трансформации воздушной массы) и медленных изменения (периоды, когда воздушная масса сформировалась).

В первые дни поступления воздушной массы в течении 4-5 дней изменения происходят быстро: до 4-5 градусов/сутки, в случае перехода между сушей и океаном - до 5-10 градусов/сутки. Затем суточные изменения температуры не превышают 1-2 градуса. Критерий окончания трансформации: междусуточная изменчивость между одинаковыми сроками у земли или на 850 гПа -1,5 градусов/сутки.

Так как при адиабатических процессах потенциальная температура не изменяется, то вертикальные движения не входят в понятие трансформации *в узком смысле*, но в оперативном прогнозе их включают в анализ.

Приёмы специальных измерений, позволяющих учесть изменения при трансформации (то есть не частную производную $\frac{\delta T}{\delta t}$, а полную производную dT/dt):

1. **Метод траекторий:** с помощью карт барической топографии определяется траектория частицы, вдоль нее определяются точки радиозондирования. По разности основных параметров воздушной массы в пунктах зондирования получают изменения свойств

2. **Метод уравновешенных свободных аэростатов:** поддерживается постоянная высота полёта аэростата, на котором закреплены датчики (перемещается вдоль изобарической поверхности). Основные характеристики измеряются через определенные промежутки времени. Наиболее точный метод

3. **Метод учащенных зондирований:** радиозонд запускается с частотой свыше 2 раз в сутки (раз в 1-2 часа). Позволяет оценить трансформацию в случае стационарирования, когда нет адвекции

4. **Прямой гидродинамический расчет** полной производной.

Скорость трансформации зависит от:

- величины отклонения воздушной массы от условий равновесия в данном районе,
- скорости переноса воздушной массы.

В среднем, период трансформации, составляет 5-7 дней.

Факторы, определяющие трансформацию

Изменение температуры воздуха

Уравнение изменения локальной температуры воздуха:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = - \left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right) - w(Y - Y_a) + \frac{Y_a}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + v \frac{\delta P}{\delta y} \right) + \frac{\varepsilon}{C_p}$$

Слагаемые, определяющие изменения локальной температуры воздуха:

1. $\left(u \frac{\delta T}{\delta x} + v \frac{\delta T}{\delta y} \right)$ – **адвекция** – в трансформацию не входит, так как это чисто горизонтальный перенос

2. $w(Y - Y_a)$ – **вертикальные движения** – определяется:

- устойчивость/неустойчивостью стратификацию,
- знаком вертикальной скорости (восходящие или нисходящие движения).

Полуэмпирическая формула изменений температуры, связанных с вертикальными движениями

$$\left(\frac{\delta T}{\delta t} \right)_w \approx -0,02 w (Y_a - Y)$$

$[w] = \text{м/12 часов}$

$[Y_a - Y] = ^\circ\text{C/сутки}$

Восходящие движения оказывают максимальное влияние на трансформацию в верхних слоях, нисходящие – в нижних слоях.

Так как чаще всего стратификация устойчивая, то:

- длительное развитие восходящих движений приводит к трансформации охлаждения,

- длительное развитие восходящих движений приводит к трансформации нагрева.

Чем меньше градиент температуры $Y = \frac{\delta T}{\delta z}$, тем больше трансформация

- Восходящие движения приводят к охлаждению верхних слоев, то есть и неустойчивости, -) росту $Y = \frac{\delta T}{\delta z}$ и ослаблению трансформации

- Нисходящие движения приводят к ускорению трансформации.

Трансформация, связанная вертикальными движениями, в свободной атмосфере достаточно значительна и сравнима с эффектами турбулентного обмена.

3. $\frac{Y_a}{\rho g} \left(\frac{\delta P}{\delta t} + u \frac{\delta P}{\delta x} + v \frac{\delta P}{\delta y} \right)$ – **изменения давления в точке**

Обычно относительно не велико и не учитывается. Однако, необходимо учитывать, если давление за сутки меняется на 10-20 гПа и больше, а измерения температуры, соответственно, на 0,8-1,6°C/сутки.

4. $\frac{\varepsilon}{C_p}$ – сумма всех **неадиабатических источников и стоков тепла**

$$\varepsilon = \varepsilon_T + \varepsilon_\Phi + \varepsilon_P$$

где ε - Теплообмен за счет:

ε_t - турбулентного переноса тепла

ε_ϕ - фазовых переходов

ε_r - радиационных процессов

Теплообмен за счёт турбулентного переноса тепла – основной фактор в приземном слое. Интенсивность зависит от интенсивности перемешивания (стратификации):

- при прогреве нагревается приземный слой воздуха, формируется неустойчивая стратификация, трансформация интенсивная и охватывает всю толщу тропосферы. То есть трансформация нагрева идет быстро (преобладает летом и днем).

- при охлаждении нагревается приземный слой воздуха, формируется устойчивая стратификация, трансформация затруднена и захватывает меньшие слои тропосферы. То есть трансформация охлаждения идет медленно, хотя абсолютные значения изменения температуры могут быть больше.

Характерные изменения 3-7 градусов/сутки. В случае выноса холодного воздуха с континента на океан – до 15 градусов. На высотах 1-2 градуса.

За счет фазовых перемещений воды – вносят значительный вклад в свободной атмосфере, где происходит интенсивная сублимация и конденсация при образовании облаков. Величина прогрева может составлять до 5-10 градусов. Трансформация проходит только в случае необратимой трансформации. У поверхности земли – нагрев при образовании туманов и образовании земли, которые обычно обратимы и ими можно пренебречь.

За счет радиационного теплообмена играет меньшую роль, чем два предыдущих (не выше 1 градуса/сутки). Летом компенсируется суточным ходом, зимой может суммироваться за несколько суток и общий вклад будет существенным

Изменение влагосодержание воздуха

Уравнение локальных изменений удельной влажности:

$$\frac{\delta q}{\delta t} = - \left(u \frac{\delta q}{\delta x} + v \frac{\delta q}{\delta y} \right) - \frac{RT}{\rho g} \tau + \frac{\delta}{\delta z} \left(k \frac{\delta q}{\delta z} \right) - \frac{\delta m}{\delta t}$$

где q – удельная влажность

k – коэффициент удельного обмена

m – количество воды, участвующей в конденсации/испарении, отнесенное к единицы массы

Слагаемые:

1. $- \left(u \frac{\delta q}{\delta x} + v \frac{\delta q}{\delta y} \right)$ - адвекция – в трансформацию не входит

2. $\frac{RT}{\rho g} \tau$ - изменение влагосодержание за счет **вертикальных движений** внутри

воздушной массы, где

$$\tau = dP/dt$$

При восходящих движениях влага переносится вверх, приводит к увлажнению воздушной массы; при нисходящих движениях – к снижению влажности воздушной массы.

3. $\frac{\delta}{\delta z} \left(k \frac{\delta q}{\delta z} \right)$ – изменение влажности за счет **турбулентного обмена**: чем выше турбулентность, тем выше влажность

4. $\frac{\delta m}{\delta t}$ – изменение влажности за счет **конденсации/испарения**: при конденсации часть воздушной массы обедняется водяным паром, а часть образуется в облака, при испарении удельная влажность растет

Изменения устойчивости воздушной массы (стратификации):

Факторы:

1. Обмен теплом с подстилающей поверхностью: нагрев от подстилающей поверхности формирует неустойчивость, охлаждение - устойчивость

2. Увлажнение воздушной массы: возрастание удельной влажности приводит к возрастанию неустойчивости

3. Неравномерная адвекция температуры на различных высотах:

- если с высотой усиливается адвекция тепла или ослабляется адвекция холода, устойчивость воздушной массы растет,

- если с высотой ослабляется адвекция тепла или усиливается адвекция холода, устойчивость воздушной массы падает.

Максимальный эффект достигается при противоположности знака на различных высотах.

4. Вертикальные движения воздуха:

При устойчивой или нейтральной стратификации восходящие движения вызывают понижение температуры на высотах; если у земли температура растет или не изменяется, то возрастает неустойчивость. При нисходящих движениях происходит нагрев и образование инверсии, растет устойчивость. И наоборот для неустойчивой стратификации

5. Радиационные процессы:

- излучение и поглощение влагонесущим слоем. В основном, это излучение влагонесущим слоем в ночное время, приводящее к неустойчивости в темное время суток

Основные процессы, определяющие температуру в конкретной точке:

- Адвекция

- Трансформация

Локальное изменение температуры:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{dT}{dt} - \left(v_s \frac{\delta T}{\delta s} \right)$$

где $\frac{dT}{dt}$ – трансформация,

$$\left(v_s \frac{\delta T}{\delta s}\right) - \text{адвекция,}$$

v_s - скорость перемещения.

В приземной слое изменения за счет адвекции и трансформации соизмеримы. При штиле, слабых ветрах адвекция близка к 0, доминирует трансформация.

Факторы адвекции:

При наличии ветра вклад адвективного фактора растет пропорционально увеличению скорости ветра.

Факторы трансформации:

- вертикальные движения
- конденсация водяного пара
- турбулентный теплоперенос

Интенсивность трансформации определяют:

1. форма циркуляции, барические системы
2. направление и скорость потока, скорость перемещения воздушной массы
3. характер подстилающей поверхности
4. сезон года

• **Форма циркуляции**

Наибольшая положительная трансформация (прогрев) происходит:

- в передней части антициклона в стадии максимального усиления – за счет турбулентного теплообмена;
- в центральной части разрушающегося антициклона – за счет нисходящих движений
- в тыловой части развивающегося циклона;
- при оседании в центральной части антициклона (таблица 7).

Наибольшим отрицательным трансформациям (охлаждению) подвергается теплая воздушная масса, перемещающаяся либо в тылу антициклона, либо в передней части ложбины. В отдельных случаях трансформация нагрева может достигать 0,5°C/час (12°C /сутки), охлаждения до -1,3°C /час (свыше 20°C /сутки).

• **скорость и направление перемещения воздушной массы**

Чем больше скорость перемещения, тем меньше трансформация

Как правило, трансформация продолжается до 5-7 суток, но возможно резкое изменение траектории перемещения на третьи-четвертые сутки.

Например, *ныряющий циклон* – циклон, который перемещается с запада/северо-запада на восток над районами Скандинавии или европейской России и затем резко меняет направление к югу. На третьи-четвертые сутки такой циклон попадает в районы с большей температурой равновесия. Тогда в первые сутки трансформация будет маленькой, а максимум трансформации будет к концу периода

• **Подстилающая поверхность**

Над сушей и морем трансформация проходит по-разному, что определяется:

- различной теплоемкостью суши и воды,

– наличием турбулентного перемешивания в воде.

В следствие этого:

- Температура поверхности моря практически не меняется.
- Если воздушная масса теплее воды, устанавливается устойчивая стратификация, приводная пленка воздуха быстро примет температуру воды и дальше трансформироваться не будет.
- Если воздушная масса холоднее воды, устанавливается неустойчивая стратификация, сохраняющаяся очень длительное время, температура воздуха будет на 1-2°C выше поверхности океана.

Таблица 7

*Зависимость интенсивности трансформации от барических систем
 (Среднегодовые данные для Московского района)*

Барическая система	Часть барического образования	Скорость трансформации, гр.Ц/час
Молодой низкий антициклон	Передняя	0,23
	Тыловая	-0,12
Антициклон в стадии максимального усиления	Передняя	0,30
	Центральная	0,09
	Тыловая	-0,1
Антициклон в стадии разрушения	Передняя	0,14
	Центральная	0,3
Гребень или перемычка высокого давления	Передняя	0,06
	Ось	0,04
	Тыловая	0,08
Седловина	Гиперболическая точка	0,07
Циклон в ранней стадии развития	тыловая	0,05
Низкий перемещающийся циклон	тыловая	0,13
Высокий развивающийся циклон	тыловая	0,24
Высокий заполняющийся циклон	тыловая	0,05
Углубляющаяся ложбина	передняя	-0,18
Заполняющаяся тыловая ложбина	тыловая	0,04
<i>если образование не перечислены, значит, их вклад незначителен</i>		

Расчет трансформационных изменений определяется через траекторию частицы.

Величины изменения прогрева в первые сутки могут быть очень велики (до 15-20 градусов/сутки).

Над сушей теплообмен между воздухом и подстилающей поверхностью приводит к изменению температуры и воздуха, и подстилающей поверхности; что определяется отсутствием перемешивания в почве и ее малой теплоемкостью. Поэтому первая «порция» воздушной массы трансформируется быстро, а следующие медленнее.

Более устойчивая воздушная масса быстрее меняет температуру в приземном слое, вышележащий слой меняется мало. В неустойчивой трансформации подвергается вся толща воздуха, но величина изменения меньше

Исключения:

- зимой над снежным покровом при ясной погоде и штиле вторгающаяся воздушная масса (даже холодная) будет охлаждаться в первые сутки
- при таянии снега или льда воздушная масса в первый момент может и прогреться, и охладиться, но дальше температура в приземном слое над тающим льдом сохранится около 0 °С.

Дополнительные факторы, влияющие на степень трансформации:

1. Облачность: в облачную погоду трансформация происходит медленнее, чем в ясную (что связано с радиационным прогревом/выхлаживанием).
2. Ветер: при штиле и слабых ветрах трансформация идет быстрее, так как ветер приводит к горизонтальному и вертикальному перемешиванию, что уменьшает влияние подстилающей поверхности.
3. Влажность: чем выше влагосодержание воздуха, тем медленнее идет трансформация.
4. Запыленность: при возникновении пыльных или песчаных бурь резко увеличивается поглощение солнечной радиации твердыми частицами. Повышение температуры может достигать 5-8 градусов. Возникает очаг локальной трансформации (*эффект Воейкова*)

Под воздействием вышеуказанных факторов трансформация может происходить быстрее или медленнее, и происходит до тех пор, пока температура не достигнет равновесной или воздушная масса начнет перемещаться в другой район.

Лекция 27-28. Влияние орографии на воздушные массы

Под влиянием рельефа воздушные массы могут:

- задерживаться горами,
- изменять направление перемещения,
- переваливать через горы.

При этом происходит изменение направления и скорости воздушного потока по вертикали и горизонтали. За счет этого изменяются свойства воздушной массы и условия погоды.

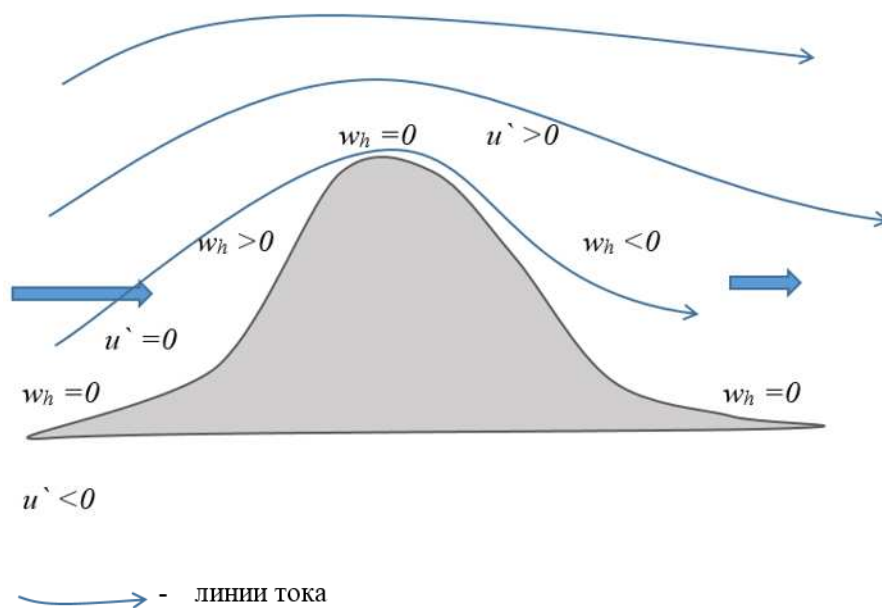


Рисунок 50. Движения воздуха при взаимодействии с орографическими препятствиями

Максимальное влияние оказывает возникновение **вертикальных движений** при взаимодействии с орографическими препятствиями. Приблизительно вертикальная составляющая скорости, обусловленная вертикальным влиянием гор описывается формулой:

$$w_h = u \frac{\delta h}{\delta x} + v \frac{\delta h}{\delta y}$$

где h – высота горного хребта,

u, v – составляющие скорости потока,

x, y – оси Ox, Oy .

С наветренной стороны

- появляется дополнительная компонента восходящих движений,
- условия для формирования облачности, выпадения осадков – «орографические осадки»,

С подветренной стороны

- появляется дополнительная компонента нисходящих движений,
- облачность размывается,
- осадки прекращаются, даже фронтальные (рис.51).

С высотой дополнительная компонента скорости изменяет свои значения: от 0 у подножья возрастает, достигая максимума на определённой высоте, затем снова уменьшается. У вершины равна 0, меняет знак и с противоположным знаком возникает на противоположной стороне горы.

Горизонтальные компоненты. Изменения претерпевает нормальная хребту составляющая скорости: у подножья скорость меньше, чем над равниной; на каком-то уровне равна 0, а у вершине становится максимальной, так как здесь происходит сближение линий тока (рис.51).

В перевалах или ущельях, если направления потока совпадают с их направлением, возникает усиление скорости потока вплоть до штормовых значений (эффект аэродинамической трубы).

Усиления скорости:

$$w_h = k \frac{\delta h}{\delta x}$$
$$u' = k' \frac{\delta^2 h}{\delta x^2}$$

где k, k' – эмпирические коэффициенты, зависящие от скорости набегающего потока, устойчивости атмосферы и высоты точки надстилающей поверхностью.

Горизонтальные и вертикальные скорости связаны уравнением неразрывности. Общая скорость потока с учетом орографии составляет:

$$u = - \frac{P}{P_h} \frac{1}{f} \frac{\delta H}{\delta y}$$
$$v = \frac{P}{P_h} \frac{1}{f} \frac{\delta H}{\delta x}$$

где P – давление у подошвы горы,

P_h – давление у вершины горы.

Влияние гор распространяется на сотни километров по горизонтали и несколько километров по вертикали, иногда, на всю тропосферу.

Часто над горами возникают *волновые движения*, способные распространяться на 10-15 км. в высоту. Они могут возникать различной длины, что приводит к турбулентности.

На подветренной стороне могут возникать *вихри с вертикальной осью*, перемещающиеся в направлении общего воздушного потока и представляющие опасность для авиации.

Слои горной атмосферы:

1 Слой местных горных циркуляций – от подошвы хребта до средней высоты:

- местные горные циркуляции: горно-долинные, склоновые ветры, фёны, ветры горных перевалов.

2. Горный слой трения - от средней высота хребта до уровня выравнивания скоростей над горой и соседними долинами:

- интенсивная турбулентность,
- скорость ветра, в среднем, меньше, чем над равнинами.

3. Горная свободна атмосфера – от верхней границы горного слоя трения до тропопаузы:

- эффект сходимости линий тока,
- скорости ветра больше, чем над равнинами.

Возникновение местных циркуляций в горах

Горно-долинные ветры

- хорошо выражены в малоградиентном поле давления,
- развивается при устойчивой внутримассовой погоде, преимущественно, при слабом облачном покрове,
- при приближении атмосферных фронтов, циклонов, антициклонов горно-долинная циркуляция исчезает.

1. После восхода солнца склоны гор прогревается быстрее затенённой долины, давление над прогретыми склонами локально понижается, воздух направляется с долины по направлению к склонами – возникает *долинный ветер*, наибольших значений скорости -до 4-7 м/сек - достигающий к 12-14 часам местного времени. Максимум скорости наблюдается на высотах: до 10 м/с на 100-300м. над уровнем долины.

2. Во второй половине дня долинный ветер ослабевает.

3. В момент захода солнца наступает затишье на несколько часов. Затем, за счет более быстрого охлаждения гор, возникает *горный ветер*. При устойчивой внутримассовой погоде наблюдается чередование горных и долинных ветров, и два периода штилевых условий: после восхода солнца и 2-3 часа спустя, 1-2 часа до захода солнца.

Летом горный ветер слабее долинного и составляет 1-3 м/с у земли, на высоте 50-200 м. – 5-7 м/с. Зимой преобладают горные ветры, так как:

- большую часть суток радиационный баланс отрицательный
- гравитационного эффекта за счет холодного воздуха.

Эффекты:

- быстрые и сильные колебания температуры: замедление скорости роста температуры при долинном ветре и резкое понижение температуры при возникновении горного ветра,
- облака конвекции (следствие долинного ветра).

Фёны – исключительно сухие и теплые ветры, дующие с гор в долину и связанные с:

- переваливанием воздушной массы через хребет – фён с подветренной стороны,
- опусканием с обеих сторон хребта - фен со свободной атмосферы.

Фён из свободной атмосферы образуется обычно в случае стационарирования антициклона над горным хребтом. Конденсации при этом не наблюдается,нагревание

происходит по сухадиабатическому закону, сверху поступает воздух с более высокой потенциальной температурой, у подножья наблюдается нагрев.

Эффекты:

- среднее повышение температуры в долине – 10-15 градусов,
- при наличии снеговом покрова приводит к интенсивному снеготаянию, лавинам, селями, наводнениям,
- резкое понижение относительной влажности (до 20%).

Стоковые ветры – движение воздуха под действием силы тяжести по пологому склону:

- ледниковые ветры: воздух охлаждается над поверхностью льда, стекает с ледника вниз, по мере опускания скорость его растет. Поэтому, если протяженность ледника велика, может достигать ураганной силы. Так, средние скорости стоковых ветров Антарктиды 30-35 м/с.
- холодные фёны (бора) - Новороссийская, Новоземельская, сарма на Байкале – направлены с прибрежной возвышенности к теплему морю, обычно возникают при холодных вторжениях.

Факторы:

- гравитационный эффект,
- строение береговой линии и возвышенности (эффект усиляет наличие перевалов),
- неустойчивая стратификация;
- в пограничном слое для формирования боры необходимо наличие струйного течения вблизи фронтальной поверхности.

Эффекты:

- резкое падение температуры,
- сильное волнение. особенно опасное в бухтах,
- оледенение судов, гололёдно-изморозные отложения (в переходные сезоны).

Очень локальное явление: на расстоянии нескольких километров эффектов уже не наблюдается.

Наблюдающееся усиление ветра при приближении холодной воздушной массы:

$$v = \sqrt{2gh \frac{T_2 - T_1}{T_2}}$$

где h – высота над уровнем моря, с которой опускается воздушная масса,

T_1 и T_2 – температура холодной и теплой воздушной массы

Влияние горных районов на температуру воздушных масс:

- Местное: при различной экспозиции, освещенности склонах, наличии снеговой линии, резких направлениях ветрах, возможны резкие скачки температуры даже внутри одной воздушной массы.
- Крупномасштабное: например, возникновение Тибетского антициклона за счет прогрева Тибетского нагорья.



ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА



teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ